

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



TESIS DOCTORAL

**Bioestratigrafía y paleogeografía del terciario al E. de la
Sierra de Altomira (Cuenca)**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

M. Díaz Molina

DIRECTORES:

Emiliano Aguirre
Lorenzo Vilas Minondo

Madrid, 2015

5330309064

11
4540

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

DEPARTAMENTO DE PALEONTOLOGIA

BIOESTRATIGRAFIA Y PALEOGEOGRAFIA DEL Terciario

AL E. DE LA SIERRA DE ALTOMIRA (CUENCA)

por

MARGARITA DIAZ MOLINA

Madrid, 1.978

A la memoria de mi padre

Memoria realizada por MARGARITA DIAZ·MOLINA bajo la dirección del Profesor Dr. EMILIANO AGUIRRE ENRIQUEZ, Catedrático de Paleontología de la Universidad de Zaragoza y Jefe de la Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana del Instituto Lucas Mallada del (C.S.I.C), y del Profesor Agregado Dr. LORENZO VILAS MINONDO del Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica de la Facultad de Geología de Madrid.

Los trabajos contenidos en la Memoria que, para aspirar al GRADO DE DOCTOR EN CIENCIAS, presenta la Licenciada en Ciencias Geológicas Dña. MARGARITA DIAZ MOLINA, han sido realizados bajo la dirección de:

Fdo. EMILIANO AGUIRRE ENRIQUEZ,
Catedrático de Paleontología
de la Universidad de Zaragoza
y Jefe de la Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana del Instituto Lucas Mallada (C.S.I.C.) MADRID.

Fdo. LORENZO VILAS MINONDO,
Prof. Agregado de Estratigrafía y Geología Histórica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de MADRID.

INDICE

Págs.

PROLOGO Y AGRADECIMIENTOS

1.- <u>INTRODUCCION</u>	1
1.1.- <u>Situación geográfica</u>	1
1.2.- <u>Situación geológica</u>	2
1.3.- <u>Objetivo y problemas planteados</u>	3
1.4.- <u>Metodología de trabajo</u>	5
2.- <u>LITOESTRATIGRAFIA</u>	7
2.1.- <u>Antecedentes estratigráficos</u>	7
2.1.1.- Casiano del Prado	7
2.1.2.- De 1864 a 1914	8
2.1.3.- De 1914 a 1943	9
2.1.4.- De 1944 hasta la actualidad	10
2.2.- <u>Descripción de las series estratigráficas</u> ...	21
2.2.1.- Serie del Camino Agrícola	22
2.2.2.- Serie del Cerro Arenoso	27
2.2.3.- Serie de Alcazar del Rey	34
2.2.4.- Serie de Vellisca 1	35
2.2.5.- Serie de Villares del Saz 1	37
2.2.6.- Serie de Villares del Saz 2	39
2.2.7.- Serie de Villares del Saz 3	41
2.2.8.- Serie de Vellisca 2	42
2.2.9.- Serie de la Fuente de la Lobera	48
2.2.10.-Serie de Loranca del Campo	53
2.2.11.-Serie de Fuente Leona	56
2.2.12.-Serie de Carrascosa del Campo	59
2.2.13.-Serie de la Serrezuela	73
2.2.14.-Serie de Hito	78
2.2.15.-Serie de Zafra de Záncara 1	84
2.2.16.-Serie de Zafra de Záncara 2	92
2.2.17.-Serie del Valle del Río Mayor 1	103
2.2.18.-Serie del Valle del Río Mayor 2	126
2.2.19.-Serie del Valle del Río Mayor 3	137

	<u>Págs.</u>
2.2.20.- Serie del Valle del Río Mayor 4 ...	143
2.2.21.- Serie del Valle del Río Mayor 5 ...	145
2.2.22.- Serie del Valle del Río Mayor 6 ...	150
2.2.23.- Serie de Caracenilla del Valle	156
2.2.24.- Serie de Valparaíso de Abajo	162
2.2.25.- Serie de Horcajada de La Torre	164
2.2.26.- Serie de Pineda	166
2.2.27.- Serie de Huerta de La Obispalía ...	171
2.3.- <u>Establecimiento de Unidades</u>	175
2.3.1.- Introducción	175
2.3.2.- Unidad basal	177
2.3.3.- Unidad detrítica inferior	180
2.3.4.- Unidad detrítica superior	182
2.3.5.- Unidad terminal	186
3.- <u>EL MEDIO FLUVIAL Y SUBMEDIOS ASOCIADOS</u>	188
3.1.- <u>Generalidades sobre el medio fluvial</u>	188
3.1.1.- Introducción	188
3.1.2.- Generalidades sobre el transporte en masa de sedimentos	189
3.1.3.- Ambientes fluviales	196
3.1.4.- Los modelos	204
3.1.4.a.- Ríos rectos	204
3.1.4.b.- Ríos meandriformes	205
3.1.4.c.- Ríos de canales entrecruza dos o braided	212
3.1.5.- Sistemas distribuidores	215
3.1.5.a.- Introducción	215
3.1.5.b.- Abanicos aluviales áridos y semiáridos	216
3.1.5.c.- Abanicos aluviales húmedos	221
3.1.5.d.- Relaciones con otros ambien tes deposicionales	222
3.1.6.- Conclusiones	223

	<u>Págs.</u>
3.2.- <u>Análisis de las facies</u>	226
3.2.1.- Serie del Camino Agrícola	226
3.2.2.- Serie del Cerro Arenoso	229
3.2.3.- Serie de Villares del Saz 1	233
3.2.4.- Serie de Villares del Saz 2	235
3.2.5.- Serie de Villares del Saz 3	236
3.2.6.- Serie de Vellisca 2	236
3.2.7.- Series de La Fuente de La Lobera, Loranca del Campo y Fuente Leona ...	240
3.2.8.- Serie de Carrascosa del Campo 1	244
3.2.9.- Serie de La Serrezuela	248
3.2.10.-Serie de Zafra de Záncara 1	248
3.2.11.-Serie de Zafra de Záncara 2	254
3.2.12.-Serie del Valle del Río Mayor 1 y 2	262
3.2.13.-Serie del Valle del Río Mayor 6	272
3.2.14.-Serie de Caracenilla del Valle	275
3.2.15.-Serie de Pineda	275
3.2.16.-Serie de Huerta de la Obispalía	277
3.2.17.-Resumen y conclusiones	280
3.3.- <u>Estructuras de escape de agua</u>	286
3.4.- <u>Submedios asociados y algunos aspectos petro- lógicos</u>	290
3.4.1.- Las arcillas masivas	290
3.4.2.- Las arcillas con cristales de yeso .	292
3.4.3.- El cemento de los paleocanales	296
3.4.4.- El yeso	296
3.4.5.- Los nódulos de silex incluidos en los yesos	299
3.4.6.- Ripples de adhesión	299
3.4.7.- Los niveles de calizas	300
3.5.- <u>Comparación con otros modelos antiguos</u>	304
4.- <u>BIOESTRATIGRAFIA</u>	307
4.1.- <u>Introducción y antecedentes</u>	307
4.2.- <u>Las Edades de Mamíferos</u>	309

	<u>Págs.</u>
4.3.- <u>Metodología de campo para la obtención de micromamíferos</u>	312
4.4.- <u>Yacimientos</u>	313
4.4.1.- <u>Yacimiento de Alcazar del Rey</u>	313
4.4.2.- <u>Yacimiento del Cerro Arenoso o Carras</u> <u>cosa del Campo 1</u>	315
4.4.3.- <u>Yacimiento de Carrascosa del Campo 2</u>	317
4.4.4.- <u>Yacimiento de Huete 1</u>	318
4.4.5.- <u>Yacimiento de Huete 2</u>	319
4.4.6.- <u>Yacimiento de Loranca del Campo</u>	320
4.4.7.- <u>Yacimiento de Almendros</u>	321
4.5.- <u>Edad de las unidades litoestratigráficas</u>	323
5.- <u>ANÁLISIS DE LA CUENCA</u>	325
5.1.- <u>Análisis de las paleocorrientes</u>	325
5.2.- <u>Tectónica y sedimentación</u>	329
5.3.- <u>Análisis secuencial</u>	331
5.4.- <u>Modelo general de sedimentación</u>	334
6.- <u>CONCLUSIONES</u>	337
6.1.- <u>Conclusiones litoestratigráficas y regionales</u>	337
6.2.- <u>Conclusiones bioestratigráficas</u>	340
6.3.- <u>Conclusiones sobre los medios sedimentarios</u>	342
6.4.- <u>Modelo general de sedimentación</u>	344
7.- <u>BIBLIOGRAFIA</u>	346
8.- <u>APENDICE</u>	
<u>Explicación de las fotos del texto</u>	

PROLOGO Y AGRADECIMIENTOS

Dos han sido las motivaciones por las que he dedicado unos años de mi vida al trabajo de investigación que aquí presento. La primera de carácter sentimental, mientras que la segunda es estrictamente científica.

Mi tesis de licenciatura versó sobre el estudio del yacimiento de vertebrados de Carrascosa del Campo. En ella presenté además del estudio estrictamente paleontológico una cartografía y unas series estratigráficas. Fué realmente mi primer contacto con la investigación, lo cual despertó en mí una curiosidad en el conocimiento geológico del área que he investigado.

Desde un punto de vista científico me interesó la relación entre los restos fósiles y los sedimentos que los incluyen. Esto ha dado como resultado el establecimiento de un modelo general de sedimentación para esta cuenca terciaria. El área donde me he iniciado en la investigación está formada por series fluviales en un sentido amplio, y nada tiene pues de extraño que una parte del trabajo que a continuación presento esté dedicada al estudio de este ambiente deposicional.

Al ser este un trabajo por naturaleza académico quizás debería comenzar mis agradecimientos en este sentido. Pero voy a pasar por alto el orden formal para mencionar en primer lugar a mis padres, a quienes debo la preocupación y dedicación constante por mi desarrollo intelectual; y en segundo lugar a Félix, cuya ayuda ha sido imprescindible para la realización de esta tesis.

Esta tesis ha tenido el soporte de dos instituciones, por un lado el Instituto Lucas Mallada del C.S.I.C., y por otro el Departamento de Paleontología de esta Facultad, personificado por su director el Profesor Bermudo Melendez.

Desde el punto de vista científico tengo que citar a Emiliano Aguirre que en los comienzos de este trabajo me dedicó no solo su orientación científica sino también toda la ayuda personal, humana y material, que fueron las bases de desarrollo de toda la labor posterior. A Lorenzo Vilas, quien mucho antes de aceptar la codirección de esta tesis se interesó por los problemas que se iban planteando, siguió de cerca las etapas de su resolución y discutió con cariño los resultados.

Debo mi iniciación al conocimiento práctico de los medios sedimentarios antiguos a Franco Ricci Luchi, durante su estancia en el Departamento de Estratigrafía de esta Facultad de Geológicas. Posteriormente me acogió en el Instituto de Geología de Bolonia para discutir sobre algunos problemas que se iban planteando en la realización de este trabajo.

Posteriormente han ido completando mi formación en medios antiguos, tanto desde el punto de vista teórico como práctico, Juan Rossel Sanuy, que me enseñó la cuenca de Tremp, y Antonio Obrador Tudury, que me mostró gran parte de los magníficos afloramientos de la isla de Menorca. A ambos mi gratitud por su esfuerzo y su amistad.

A L. Thaler, J. Sudre y J.A. Remy debo las facilidades que obtuve en el Laboratorio de Paleontología de la Facultad de Ciencias de Montpellier, para conocer una gran cantidad de material perteneciente al mamíferos del Paleógeno y clasificar el P. castrense del yacimiento de Alcazar del Rey.

Quiero destacar de un modo muy especial la ayuda de Nieves López quien en gran cantidad de ocasiones a demostrado más entusiasmo por este trabajo que su propia autora. Nieves me ha acompañado numerosas veces al campo, no solo en la búsqueda de yacimientos de micromamíferos, sino también en la realización de las series estratigráficas. A Nieves me une su identificación personal con este trabajo, una gran amistad y mi admiración a una mente crítica y científica.

Quiero agradecer igualmente a mis compañeros del Equipo del Jurásico de la Cordillera Ibérica, María José Comas, Antonio Goy y Alfonso Yébenes; quienes me han ayudado en la realización técnica de esta tesis, y que han sido un constante ejemplo de dedicación al trabajo.

A todos aquellos amigos, geólogos y biólogos, que siempre estuvieron dispuestos a acompañarme a excavar en los yacimientos de vertebrados; y que han soportado estoicamente el frío y la lluvia, no siempre con la compensación de haber obtenido buenos resultados. Ellos son Jorge Morales, José Luis Sanz, Carmen Sesé, Dolores Soria y Enrique Soto.

A mis amigas Margarita Cuevas y Guillermina Garzón, que en repetidas ocasiones me han brindado su ayuda y su compañía, con ellas las jornadas de campo fueron alegres y se hicieron cortas.

Parte de los análisis de laboratorio fueron realizados por Angelina Bustillo, Rafaela Marfil y Alfonso Yébenes. A todos ellos mi agradecimiento por su trabajo y aportación desinteresada.

Por último agradezco globalmente a los habitantes de Carrascosa del Campo, que me han abierto las puertas de sus casas, su constante preocupación por mi persona física. Particularmente tengo una eterna deuda de gratitud con José Elvira y familia por su acogida a lo largo de todos estos años, sus hijos Olvido, Pilar y Juan me han acompañado repetidas veces al campo, llevaron parte de mi material y sirvieron de escala para mis fotos.

1.- INTRODUCCION

1.1.- Situación Geográfica

El área donde se ha realizado este trabajo de investigación está situada en la provincia de Cuenca (Fig. 1). Abarca parte de las comarcas de la Alcarria y de la Mancha (CORTAZAR, 1875) y, por lo tanto se sitúa en la zona limítrofe entre ambas.

Pertenece a la denominada por ROYO GOMEZ (1920), desde un punto de vista geomorfológico, región de los "Términos Transitorios", refiriéndose a la zona de transición entre la Mancha y la Alcarria. Este límite coincide además con la divisoria de las cuencas hidrográficas de los ríos Tajo y Guadiana. Incluye casi la totalidad de las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000: 608 (Huete) y 633 (Palomares del Campo); y parte de las hojas 585 (Almonacid de Zorita), 609 (Villar del Olalla) y 634 (San Lorenzo de La Parrilla).

Los núcleos urbanos más importantes asentados en este área son Huete, Carrascosa del Campo, Saelices, Montalbo y Villares del Saz.

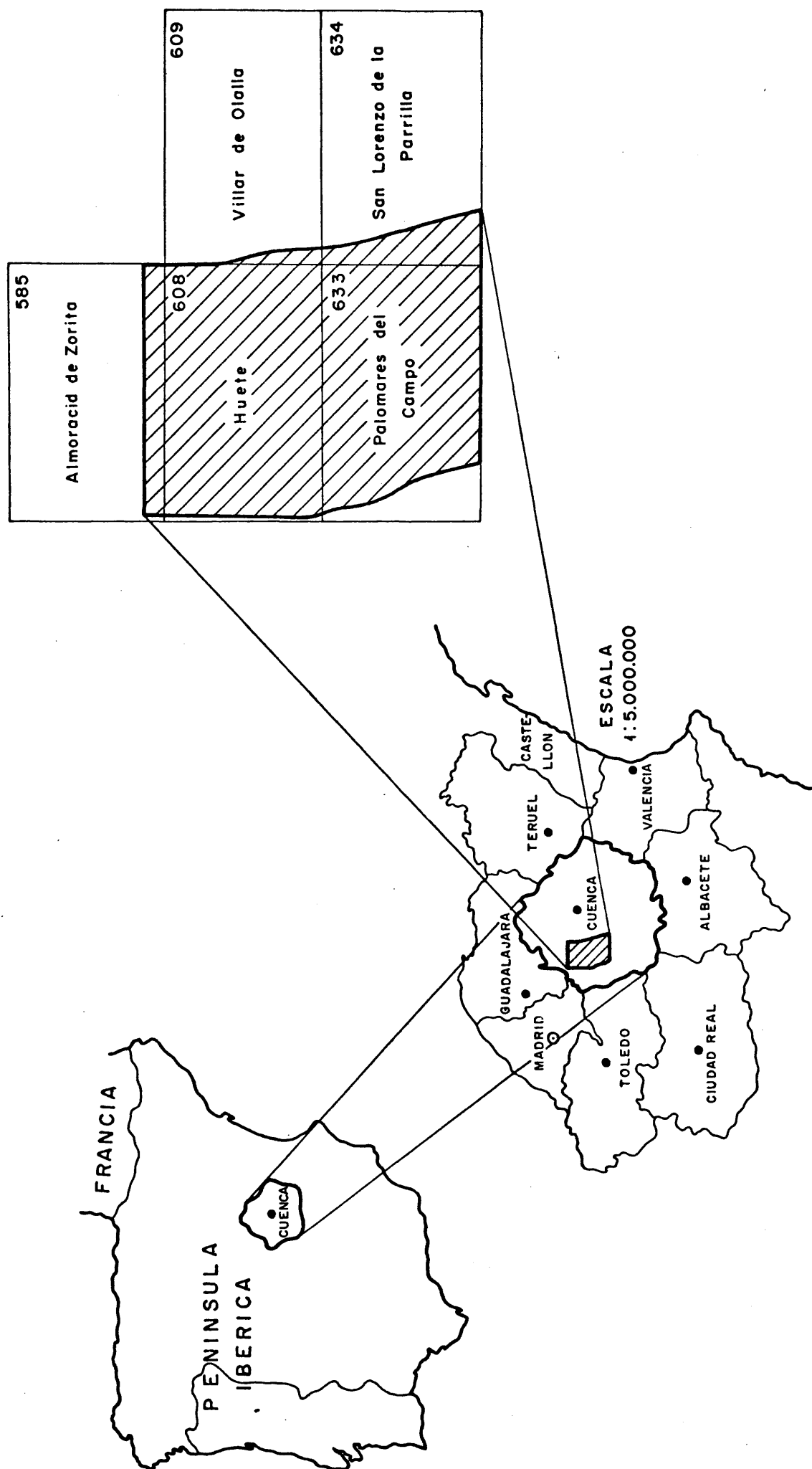


FIGURA 1.- SITUACION GEOGRAFICA

1.2.- Situación geológica (Fig. 2)

Desde un punto de vista geológico, la zona de estudio se sitúa en la submeseta inferior. Abarca un área de aproximadamente 1.050 Km^2 , en la que afloran materiales mesozoicos marinos, que forman el yacente de una cobertera fundamentalmente detrítica de facies continentales.

Queda ubicada al E de la Sierra de Altomira, la cual constituye el límite W de la zona de estudio, en la prolongación hacia el N del conjunto de pliegues que forman la vertiente oriental del anticlinorio de dicha sierra, que se halla parcialmente fosilizado por depósitos continentales. Dos de estos pliegues, en los que aún afloran las calizas del Jurásico, forman las sierras de Carrascosa del Campo y de Zafra de Záncara.

Esta zona que clásicamente se incluía en la Meseta del Tajo, RIBA y RIOS (1960-1962), ALIA MEDINA y CAPOTE (1971) la ubican en lo que llaman dominio Celtibérico. Más concretamente, ALIA MEDINA y CAPOTE (1971) a la zona comprendida entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica la llaman depresión intermedia, que está caracterizada como una zona de basamento profundo (HERNANDEZ FERNANDEZ, 1971).

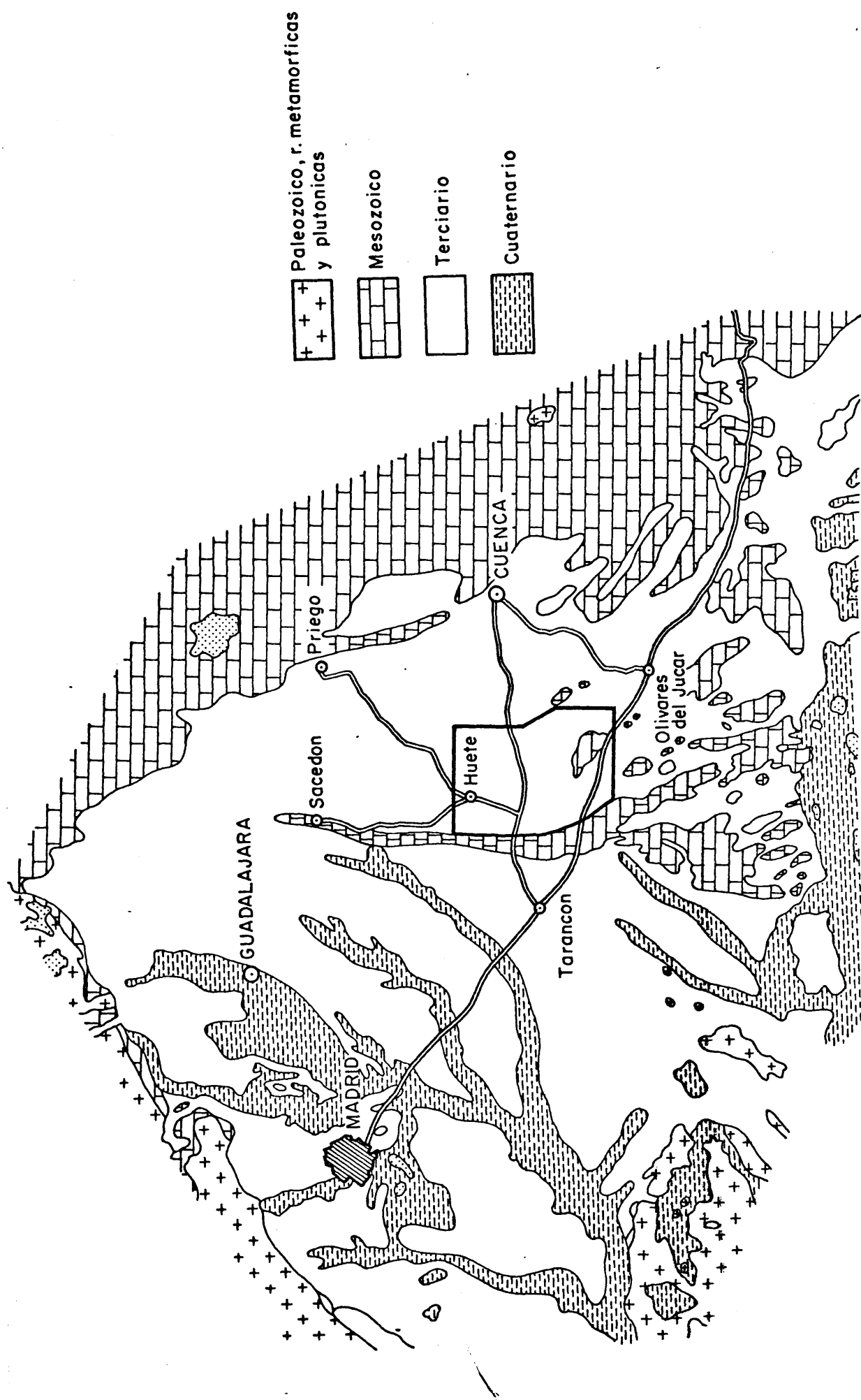


FIGURA 2.- SITUACION GEOLOGICA

1.3.- Objetivos y problemas planteados

El objetivo global de esta tesis doctoral lo constituye el conocimiento del Terciario al E de la Sierra de Altomira. Abarca desde las mal llamada "facies garum" hasta la formación de las "calizas de los páramos" (HERNANDEZ PACHECO, 1915).

Aspectos geológicos muy diversos de este área han sido estudiados en diferentes tesis doctorales. Entre ellas caben citar las de: MINGARRO MARTIN (1966), SANCHEZ SORIA (1973), VIALARD (1973), GARCIA PALACIOS (1973) y GARCIA ABBAD (1975). En estos trabajos se han abordado partes del conocimiento geológico de la región incluidos dentro de los campos de la Hidrogeología, Tectónica, Petrología Sedimentaria y, casi siempre marginalmente, de la Estratigrafía del Terciario.

Los problemas estratigráficos planteados en la zona y que derivaban del estado existente de conocimientos son varios. El primero de ellos es de carácter litoestratigráfico, con la base previa de algunos trabajos regionales, y que incluye el estudio de los medios sedimentarios. Las facies de los sedimentos que afloran en este área son fluviales o de medios relacionados. El problema que plantea su estudio es, por un lado, la inexistencia en esta zona de trabajos que traten del análisis de facies en estas sucesiones estratigráficas, y por otro, el de su interpretación sedimentológica. La resolución paleogeográfica del Terciario de la depresión intermedia abarcaría una extensión de estudio fuera de los límites de esta tesis, pero su resolución dentro de este sector aporta un grano de arena a futuras investigaciones.

Otro problema planteado previamente a la confección del trabajo era el de la datación de las unidades litoestratigráficas. Para ello he tenido que situar estratigráficamente los dos yacimientos de vertebrados que se habían citado en este sector y realizar una prospección que dió como resultado la aparición de otros nuevos yacimientos.

Otro aspecto que he considerado como secundario en el momento de abordar el estudio de la zona es el esclarecer su historia tectónica. Al estar las unidades litoestratigráficas limitadas por discordancias la datación de estas discordancias se convirtió en un objetivo paralelo al de la datación de las unidades.

1.4.- Metodología de trabajo

Los apartados que a continuación voy a detallar acerca de la metodología seguida en la confección de este trabajo, en un sentido general, se han sucedido en el tiempo. Como es lógico algunos de ellos se han realizado simultáneamente. Estas etapas son las siguientes:

- Una vez escogida la zona de trabajo estudié detalladamente los documentos bibliográficos y cartográficos que sobre ella existían, con el motivo de plantear los problemas derivados del análisis de esta información.
- La segunda de estas etapas ha consistido en la cartografía a escala 1:25.000 de una superficie equivalente a dos hojas del Mapa Nacional (1:50.000). Para realizar esta cartografía me he ayudado además de las fotografías aéreas (escala 1:33.000). En esta cartografía he intentado reseñar los cuerpos litológicamente diferenciables dentro de la magnitud de la escala. Durante el tiempo de confección de este mapa geológico he localizado las series estratigráficas mejor expuestas cuyo levantamiento se ha simultaneado con la cartografía.
- Durante el periodo de realización de las series muestreé aquellos niveles, que por sus características sedimentológicas me aconsejaron un estudio de laboratorio. Con estas series confeccioné las columnas correspondientes, establecí las pertinentes correlaciones y separé unidades por sus características litoestratigráficas.

- De cada una de las unidades estratigráficas diferenciadas procedí luego al análisis de los diferentes tipos de facies que las componen. Para ello me dediqué a estudiar las secuencias que caracterizaban cada serie, estudiando detalladamente las variaciones litológicas dentro de ellas y las estructuras sedimentarias primarias que estos materiales presentaban. Las sucesiones de las estructuras en los materiales detrítico groseros así como sus variaciones, tanto en sentido vertical como en horizontal, han constituido la base para la interpretación del modelo sedimentológico.
- Una de las facetas realizadas en el laboratorio corresponde a la preparación de restos fósiles y su ulterior clasificación para conocer su edad y, en algunos casos, si ello era posible la biozona correspondiente. Gran parte de esta labor ha sido realizada por la Dra. Nieves López.
- Otra de las tareas de laboratorio ha consistido en el estudio petrográfico y sedimentológico de algunas muestras. Según sus características he realizado análisis granulométricos, ensayos de ATD y el estudio microscópico de láminas delgadas, con las colaboraciones de A. Bustillo, R. Marfil y A. Yébenes.
- Una vez reunidos todos los datos, elaborados en lo posible y sintetizados, he redactado la presente memoria.

2.- LITOESTRATIGRAFIA

2.- LITOESTRATIGRAFIA

2.1.- Antecedentes Estratigráficos

Voy a dividir la historia geológica de la zona que ocupa este trabajo en tres etapas o quizás en cuatro puesto que voy a tomar un punto de partida que corresponde a los trabajos de CASIANO DEL PRADO.

La primera etapa verdadera abarca desde 1864 hasta 1914. La segunda abarca los años que van del 14 al 43 y una tercera etapa que va desde 1944 hasta nuestros días.

2.1.1.- Casiano del Prado

El primer trabajo con base científica sobre la estratigrafía del Terciario de la cuenca del Tago es el de CASIANO DEL PRADO, en 1864, que realizó una descripción geológica de la provincia de Madrid. En este trabajo se señala el carácter continental de estos sedimentos, por los fósiles encontrados, típicamente terrestres o de agua dulce; y se diferencian tres unidades por sus características litológicas.

La sedimentación de los materiales terciarios la atribuye a grandes lagos alimentados por ríos caudalosos y que en algún momento tendrían comunicación con el mar, idea que predominaba en aquella época. Esta última teoría la fundamenta en la existencia de sales sódicas en Villarrubia (Toledo). Las capas inferiores del Terciario las considera plegadas al mismo tiempo que los terrenos cretácicos y las atribuye al Eoceno.

Este autor cita una gran cantidad de vertebrados fósiles encontrados en diferentes localidades de la provincia de Madrid.

2.1.2.- De 1864 a 1914

Esta etapa la califico de la edad antigua en el conocimiento de la zona. En este intervalo de tiempo se establecen las primeras bases sobre las que se va a asentar la segunda etapa histórico-geológica que casi calificaría de edad de oro.

Esta primera etapa se caracteriza en conjunto por publicarse una serie de trabajos cuyos temas poseen un rango de tipo local. Dentro de este grupo, en el que se describen sobre todo cortes con datos paleontológicos, cabe citar los trabajos de AZPEITIA (1903), FERNANDEZ NAVARRO (1904) y FERNANDEZ NAVARRO y CARANDELL PERIGAY (1914) entre otros.

No hay que olvidar que en este momento también existen estudios de tipo regional, muestra de ellos son los de CORTAZAR (1875) y CASTELL (1885) que describen respectivamente las provincias de Cuenca y Guadalajara, utilizando como base el trabajo de CASIANO DEL PRADO (o,c.). CORTAZAR hace importantes modificaciones a la teoría de los grandes lagos existentes en el centro de España, aportando dos ideas: la alimentación estaría producida por lluvias tropicales o subtropicales, y la desecación por efecto de la evaporación.

MALLADA (1907) es el primero en dudar de la conexión del gran lago, que ocupaba en parte Castilla la Nueva, con las aguas marinas, para ello se basa en dos observaciones;

la presencia, en las capas que contienen sales de sosa, de fósiles de agua dulce, y de que estas sales no aparezcan en las capas del mismo periodo formadas en agua salobres.

2.1.3.- De 1914 a 1943

Si de alguna forma debiera caracterizarse este lapso de tiempo diría que es la de los estudios regionales. Es un momento de la evolución vertiginosa en los conocimientos geológicos de la cuenca del Tajo. Esta evolución se debe a las grandes figuras de Eduardo HERNANDEZ PACHECO y de José ROYO Y GOMEZ.

En 1911 y 1914 (a,b) aparecen los primeros trabajos de Don Eduardo HERNANDEZ PACHECO. Este gran investigador abarcó en sus estudios aspectos estratigráficos y paleontológicos, e hizo muchas indicaciones sobre los mecanismos de depósito y ambientes de sedimentación de los materiales terciarios. Estableció tres horizontes litológicos (1914 b) para el Neógeno tanto de Castilla la Vieja como de la Nueva, a los que dió unas edades de Tortoniense, Sarmatiense y Pontiense, y rechazó la teoría de los grandes lagos. Describió los cortes clásicos del Cerro de los Angeles (1916, en colaboración con ROYO Y GOMEZ), y de Alcalá de Henares (1917). En 1921 (a,b) continúa sus trabajos estratigráficos, y en 1924 y 1929 hace algunas indicaciones de carácter tectónico. Su último trabajo aparece en 1943. Resumimos a continuación sus ideas paleogeográficas a lo largo de estos años sobre los terrenos terciarios: los yesos estarían depositados en lagunas salobres análogas a las sebkhas del Sahara, los lechos de arcillas son depósitos mecánicos consecuencia de grandes aguaceros y arrastre subsiguiente de lodo arcilloso, las margas se formaron bajo la acción de aguas pluviales, las are-

niscas corresponden a cursos de agua, entre pantanos y lagunas temporales, y por último las calizas de los páramos se depositaron en pantanos de poco fondo en terrenos encharcados. La ausencia de lignitos según este autor indica que las llanuras castellanas estarían ocupadas por un régimen de sabanas o pampas y de llanuras herbosas.

En 1917, ROYOYGOMEZ inició sus observaciones en la comarca de la Alcarria, trabajos que aparecen sucesivamente, 1917, 1918 (a y b), 1920, 1922, 1926 (a,b y c), 1927, hasta 1928 que realizó un trabajo en colaboración con Laureano MENENDEZ PUGET. ROYOYGOMEZ desde un principio se preocupó simultáneamente de los aspectos estratigráficos, paleontológicos y tectónicos del Terciario. Dividió el Terciario de la cuenca alta del Tajo en dos grupos de estratos, uno inferior o Paleógeno y otro superior o Mioceno, con una discordancia entre ambos que sitúa a finales del Oligoceno o principio del Mioceno.

A lo largo de todo este intervalo de tiempo van apareciendo nuevos yacimientos de invertebrados (DANTIN CERECEDA, 1916 y 1917) y de vertebrados (BALGALLO, 1931), además de todos aquellos citados en sus obras por Eduardo HERNANDEZ PACHECO y ROYOYGOMEZ.

Otros trabajos regionales son realizados por Francisco HERNANDEZ PACHECO (1933 y 1943) y JORDANA (1935).

2.1.4.- De 1944 hasta la actualidad

Coincide este periodo con una gran diversificación de las ciencias geológicas. Los estudios son en su mayoría de carácter local. En estos trabajos no obstante se aplican nuevas técnicas que conducen a concepciones, solo

a veces, diferentes de las clásicas. Es una época en que la evolución geológica se manifiesta sobre todo en tres aspectos distintos: el tectónico, el paleontológico y el sedimentológico en un sentido clásico.

2.1.4.1.- Estratigrafía

En el estudio regional del sector específico que abarca este trabajo hay que citar los trabajos de BARTRINA y GEA (1954), COMA y FELGUEROSO (1962), MINGARRO MARTIN (1966), ABRIL BAREA, ABRIL HURTADO y SANCHEZ JIMENEZ (1967), SANCHEZ SORIA y PIGNATELI GARCIA (1967), VIALLARD (1968, 1969, 1973), VIALLARD y GRAMBAST (1968 y 1970), CAPOTE y CARRO (1970), ALIA MEDINA y CAPOTE (1971), PEREZ GONZALEZ et al. (1971), VILAS MINONDO y PEREZ GONZALEZ (1971), HERNANDEZ FERNANDEZ (1971), GARCIA ABBAD (1975), SANCHEZ SORIA (1973 y 1974), DIAZ MOLINA (1974) y ALBENIZ y BRELL PARLADE (1976).

Resumiendo los datos que existen hasta el momento para la unidad litoestratigráfica en la que se realiza el tránsito Cretácico-Terciario, mencionan una gran diversidad de facies de carácter continental, constituidas fundamentalmente por yesos, margas, calizas y areniscas: FONTBOTE y RIBA (1956), RIBA y RIOS (1960-1962), FELGUEROSO y COMA (1963), ABRIL BAREA, ABRIL HURTADO y SANCHEZ JIMENEZ (1967), VIALLARD (1968 y 1969), MELENDEZ HEVIA (1969 y 1972), CAPOTE y CARRO (1970), VILAS y PEREZ GONZALEZ (1971), MELENDEZ HEVIA y RAMIREZ DEL POZO (1972), VIALLARD (1973), SANCHEZ SORIA (1974), GARCIA ABBAD (1975), y NODAL RAMOS y AGUEDA VILLAR (1976). La base de estas formaciones de tránsito Cretácico-Terciario parece bien definida sobre Senonienses bien datados (MELENDEZ HEVIA et al., 1974; SANCHEZ SORIA, 1974) o correlacionados

con series próximas. El límite superior es más impreciso; algunos de los autores citados admiten la posibilidad de que incluyan incluso el Eoceno o parte de este. Está probada dentro de esta unidad de tránsito Cretácico-Terciario la edad Maestrichtiense (VIALARD, 1973; RAMIREZ DEL POZO y MELENDEZ HEVIA, 1972; VIALARD y GRAMBAST, 1970; AL BENIZ y BRELL, 1976).

Esta unidad de tránsito Cretácico-Terciario, ha sido llamada, frecuentemente "facies Garumn" por su posición estratigráfica y su litología (SANCHEZ SORIA y PIGNATELLI GARCIA, 1967; MELENDEZ HEVIA, 1969; MELENDEZ HEVIA y RAMIREZ DEL POZO, 1969).

En general el Paleógeno y Neógeno se describen como constituidos por materiales detríticos en los que intervienen los siguientes términos litológicos: conglomerados, areniscas, arcillas yesíferas, además de margas, calizas y yesos. Para algunos autores dentro del Paleógeno existen dos unidades litoestratigráficas, basados en criterios litológicos o estructurales. Hasta el año 1974 en que publiqué mi tesis de licenciatura se pensaba en la existencia de una laguna de sedimentación que abarcaría desde el techo del Oligoceno hasta el Burdigaliense.

Entre los trabajos regionales estrictamente ceñidos a la zona de este trabajo o muy próximos a ella, voy a destacar sólo aquellos que hacen aportaciones útiles al conocimiento del Terciario, entre ellos RIBA y RIOS (1960-1962) FELGUEROSO y COMA (1963); ABRIL BAREA, ABRIL HURTADO y SANCHEZ JIMENEZ (1967); SANCHEZ SORIA y PIGNATELLI GARCIA (1967); VILAS MINONDO y PEREZ GONZALEZ (1969, 1971); CAPOTE y CARRO (1970); PEREZ GONZALEZ et al. (1971); SANCHEZ SORIA (1973) y GARCIA ABBAD (1975).

RIBA y RIOS (1960-1962), en el sector SW de la Cordillera Ibérica, en la Mesa Manchega, describen el Terciario. Lo dividen en Paleógeno y Mioceno; dentro del Paleógeno identifican tres unidades. Las capas basales del Terciario las describen concordantes con el Cretácico. El Mioceno es transgresivo y horizontal y en el centro de la cuenca Paleógeno y Neógeno son concordantes.

Al SW de la provincia de Guadalajara, FELGUEROSO y COMA (1963) incluyen toda la serie terciaria en tres unidades comprendidas entre las siguientes edades: Senonense-Eoceno, Eoceno-Oligoceno y Burdigaliense a Pontienne.

ABRIL BAREA, ABRIL HURTADO y SANCHEZ JIMENEZ (1967) en su trabajo sobre la sierra de Almenara definen cuatro formaciones, las dos más altas estratigráficamente, la Formación Moraleja y la Formación Hoyo, tienen respectivamente una edad Terciaria y Villafranquiense.

En el flanco E de la Sierra de Altomira, SANCHEZ SORIA y PIGNATELLI GARCIA (1967) describen una serie de más de 400 metros de potencia, que atribuyen al Paleógeno, formada por margas y arcillas yesíferas alternando con bancos de areniscas y otros de calizas. Todo ello con abundantes cambios laterales de facies. El Mioceno es francamente discordante sobre las formaciones anteriores a las que cubre indistintamente. El Terciario lo consideran afectado por las fases savica, staírica y rodánica.

VILAS MINONDO y PEREZ GONZALEZ, en 1969, dividen el Terciario de los alrededores del pantano de Alarcón en Terciario basal y Terciario superior, con una potencia total máxima de 500 metros. El Terciario basal lo describen formado por yesos, margas y calizas; el Terciario superior por conglomerados, arenas, arcillas y calizas, con una potencia máxima de 400 metros. Describen 12 series en toda la región, y desarrollan la primera evolución paleogeográfica del Terciario comprendido en ese sector.

CAPOTE y CARRO (1970) describen el Terciario de la región de la Sierra de Altomira en sus aspectos estratigráficos y tectónicos.

En 1971, VILAS MINONDO y PEREZ GONZALEZ reconocen tres unidades un poco más al W del sector que he realizado este trabajo. Sobre el Senomense marino describen en Villares del Saz y en los anticlinales de Zafra de Zánchara y Carrascosa del Campo, yesos, arcillas y margas yesíferas que consideran equivalentes lateralmente de las margas y arcillas verdes o blancas con caráceas del Maestrichtiense datado en el sinclinal de Mariana-Cañamares (VIALARD y GRAMBAST, 1970). Encima existe una formación margo-calco-arcillo-arenosa de 100 a 150 metros de potencia, cuya edad es imprecisa en su base y sobre la cual se apoya otra formación, de edad Oligoceno medio alto. Sobre las anteriores, a su vez, unos materiales detríticos discordantes y transgresivos con grandes cambios laterales de facies con una edad comprendida desde el Oligoceno medio-alto hasta el Chattiense incluido. A esta última formación la atribuyen una potencia de 200 a 300 metros o quizás más. El Mioceno se encuentra por encima discordante, y las calizas de su techo las dan como posiblemente equivalentes a las calizas de los páramos.

En 1971, PEREZ GONZALEZ et al. basándose en todos los datos paleontológicos existentes en la cuenca del Tago y en la Mancha, hacen una síntesis general de la estratigrafía del Terciario, siguen admitiendo la existencia de un hiato de sedimentación entre el techo del Oligoceno y el Burdigaliense, y definen la fase de plegamiento Castellana.

SANCHEZ SORIA en 1974 lee su tesis doctoral con el título "Estudio geológico de la Sierra de Altomira", y aunque el objetivo primordial es el tectónico hace una des-

cripción estratigráfica en la que están incluidos los materiales terciarios.

Los resultados de mi tesis de licenciatura, publicados en 1974, pusieron de manifiesto que el tránsito Paleógeno-Neógeno se realiza dentro de una potente formación que he llamado unidad detrítica superior.

GARCIA ABBAD (1975) en su trabajo sobre el estudio geológico de la región del pantano de Alarcón identifica las mismas unidades y las mismas relaciones estructurales que las que fueron descritas en mi trabajo de 1974.

ALBENIZ y BRELL (1976) realizaron un trabajo de estratigrafía y tectónica al N del área del presente estudio. Las correlaciones que realizaron con los yacimientos de vertebrados de la zona son incorrectos desde mi punto de vista, y de esto se desprende que no esté de acuerdo con los resultados obtenidos.

2.1.4.2.- Tectónica

Son muchos los trabajos que se ocupan de las fases de plegamiento que han afectado a los materiales terciarios. La mayoría de los autores consideran que los sedimentos paleógenos son sinorogénicos, y gran parte de ellos describen discordancias progresivas o angulares.

En lo que no existe ningún acuerdo es en la datación de las discordancias y por lo tanto en su atribución a las fases tectónicas alpinas que han afectado a los materiales terciarios: pirenaica, savica, staírica y rodánica. Este desacuerdo generalizado se debía a la falta de datos paleontológicos en las series.

La concordancia, real o aparente, entre las capas cretácicas marinas y las basales paleógenas, ha sido reconocida por casi todos los autores que han trabajado en la zona.

En tiempos anteriores a ROYO y GOMEZ (ROYO y GOMEZ, 1920) se hablaba de una fase de plegamiento intraeocena. En la actualidad se han citado fases de plegamiento intra paleógenas por CUTANDA PERALES (1969), MELENDEZ HEVIA (1971), RICHTER y TEICHMULLER (1943), MINGARRO (1966), SANCHEZ SORIA y PIGNATELI GARCIA (1967), CAPOTE y CARRO (1970), VILAS MINONDO y PEREZ GONZALEZ (1971), SANCHEZ SORIA (1973), GARCIA ABBAD (1975). Entre Paleógeno y Neógeno por ROYO y GOMEZ (1920), SANCHEZ SORIA y PIGNATELLI (1967), ABRIL BAREA, ABRIL HURTADO y SANCHEZ JIMENEZ (1967), FONTBOTE y RIBA (1956), KINDELAN y CANTOS FIGUEROLA (1950), RICHTER y TEICHMULLER (1944), ALIA MEDINA y CAPOTE (1971), SHRODER (1948).

Citan movimientos continuos, aunque admiten alguna fase de plegamiento más clara: CAPOTE y CARRO (1970) y RIBA y RIOS (1960-1962).

Para VIALLAR (1970), la fase mayor de las deformaciones terciarias "no ha tenido lugar hasta después del Estampiense y puede que incluso durante el Chattense, y está admitido que sea anteaquitaniense o solamente antetortonense pero no se tienen datos.

En la Mesa Manchega VILAS MINONDO y PEREZ GONZALEZ (1971) señalan una discordancia de edad pre-Estampiense medio-superior; y PEREZ GONZALEZ et al. (1971), a partir de esa discordancia, definen una fase de plegamiento que estaría comprendida entre el Sannoisiense y el Estampiense medio-superior, y la llaman fase Castellana.

La edad atribuída por VILAS MINONDO y PEREZ GONZALEZ (1971) a la discordancia observada por ellos en la Mesa Manchega estaba basada en el yacimiento de vertebrados de Carrascosa del Campo (CRUSAFONT y AGUIRRE, 1973). Con mi tesis de licenciatura publicada en 1974 señalé que el yacimiento de Carrascosa del Campo está situado por debajo de la discordancia y que por lo tanto su edad es post-Estampiense superior.

HERNANDEZ FERNANDEZ (1972) obtiene mediante un levantamiento magnético la configuración profunda del basamento yacente bajo la cobertera en una zona que comprende parte de las provincias de Guadalajara, Cuenca, Toledo y Madrid. La unidad más destacada es una depresión central (5.000 metros de profundidad máxima), bajo la zona delimitada entre la Sierra de Altomira y la Serranía de Cuenca.

Al W de la Sierra de Altomira, en la Fosa del Tajo, destacan los trabajos de MARTIN ESCORZA y HERNANDEZ ENRI-LE (1972), MARTIN ESCORZA et al. (1973) y MARTIN ESCORZA (1974 a y b, 1976 a y b).

2.1.4.3.- Paleontología

Sentadas las bases sobre la paleontología de la zona en años anteriores, se inicia una nueva época en los estudios de esta rama de la geología caracterizado sobre todo por los trabajos de CRUSAFONT.

Los yacimientos paleógenos son los más escasos en toda la cuenca del Tajo, no se tienen datos paleontológicos sobre la existencia del Paleoceno, apenas del Eoceno y ninguno hasta ahora del techo del Oligoceno.

El Eoceno fué datado en el Puerto de Contreras (BARTRINA y GEA, 1954) por la presencia de Bulimus gerundensis VIDAL. VIALARD y GRAMBAST (1970) citan el Eoceno en Huelves, por caráceas. Este último yacimiento está muy próximo a la zona en la que he efectuado este trabajo, pero está en una depresión interna de la Sierra de Altomira y su correlación es muy imprecisa.

La casi totalidad de las series identificadas como paleógenas han sido atribuidas al Oligoceno. En las cuencas altas del Tajo y del Guadiana existen los siguientes yacimientos de esta época:

- De edad Sannoisiense los de Huérmeces del Cerro (FRANZEN, 1968), Baides y Viana de Jadraque (SHRODER, 1948), Espinosa de Henares (CRUSAFONT, GINSBURG y TRUYOLS, 1962) y los yacimientos de moluscos de Jadraque (De LA CONCHA, 1962).

- De edad Estampiense superior o Chattiense inferior el yacimiento de Carrascosa del Campo (CRUSAFONT y AGUIRRE, 1973; DIAZ MOLINA, 1974b). Con una edad comprendida entre el Estampiense medio y el Chattiense los citados por VIALARD y GRAMBAST (1970) entre Pico de Altomira y Mazarrulleque y en la Serranía de Cuenca.

En 1954, CRUSAFONT y VILLALTA señalan tres horizontes faunísticos en el Mioceno de la cuenca del Tajo, cuyos límites no coinciden con las unidades litológicas atribuidas por D. Eduardo HERNANDEZ PACHECO al Tortoniense, Sarmatiense y Pontiense. Los tres niveles establecidos por estos autores son los siguientes: Burdigaliense, por los yacimientos de Alcalá de Henares y Madrid (nivel Hidroeléctrica); Vindoboniense, también por yacimientos de Alcalá de Henares y de Madrid (nivel Puente de Vallecas), y Pontiense sensu lato, por los yacimientos de la Puebla de Al

moradiel y Matillas. De las faunas de vertebrados halladas se deduce que el Pontiense inferior de la Meseta poseería un carácter menos forestado que el Vallesiente catalán (CRU SAFONT y TRUYOLS, 1960 a).

En Córcoles (Provincia de Guadalajara) y en Loranca del Campo (Provincia de Cuenca) en el curso de la prospección de minerales de uranio llevada a cabo por la Junta de Energía Nuclear, se encontraron dos yacimientos de vertebrados. Estos yacimientos fueron datados como Vindobonienses (CRUSAFONT y QUINTERO, 1970, 1971).

Como se ha visto, la edad más antigua del Neógeno representada por el momento en la cuenca del Tajo es Burdigaliense; este hecho ha condicionado la idea generalizada de la existencia de un hiato de sedimentación correspondiente al Mioceno inferior.

2.1.4.4.- Sedimentología

Al mismo tiempo que se producía la evolución en los conocimientos tectónicos y paleontológicos, se inicia y casi podría decir que muere, un periodo de tiempo entre los años 1960 y la actualidad. Este periodo de tiempo está caracterizado por la existencia de trabajos de investigación con una concepción sedimentológica en un sentido clásico. Las técnicas frecuentemente empleadas son de laboratorio con las que se analizan diferentes aspectos de los sedimentos. Diría que es la sedimentología puntual o de la muestra, aplicada a una estratigrafía en el sentido clásico.

A este grupo de trabajos pertenecen los de: PEREZ MATEOS (1955), BENAYAS, PEREZ MATEOS y RIBA (1960), ALONSO, GARCIA VICENTE y RIBA (1961 y 1964), RIBA, AREVALO y DE LEIVA (1969), CARAMES LORITE et al. (1973), BUSTILLO RE-VUELTA (1976), GARCIA PALACIOS (1975), MARTIN, BRELL y GALAN (1976), ORDOÑEZ, LOPEZ AGUAYO y GARCIA DEL CURA(1977).

El área de estudio de GARCIA PALACIOS (1974) solapa en parte con la mía y me referiré con relativa frecuencia a sus datos.

En estos últimos años se ha producido dentro de la sedimentología el nacimiento de una nueva rama, que debido a su importancia en la geología económica ha evolucionado vertiginosamente y ha cambiado su sentido clásico. Esta nueva rama la constituye el estudio de las facies. Esta es la faceta que he intentado desarrollar en esta tesis doctoral. Como se verá con los resultados finales, utilizando las técnicas de este análisis sedimentológico moderno, voy a retroceder en parte y situarme en las concepciones de D. Eduardo HERNANDEZ PACHECO, en su época un tanto fantasiosas.

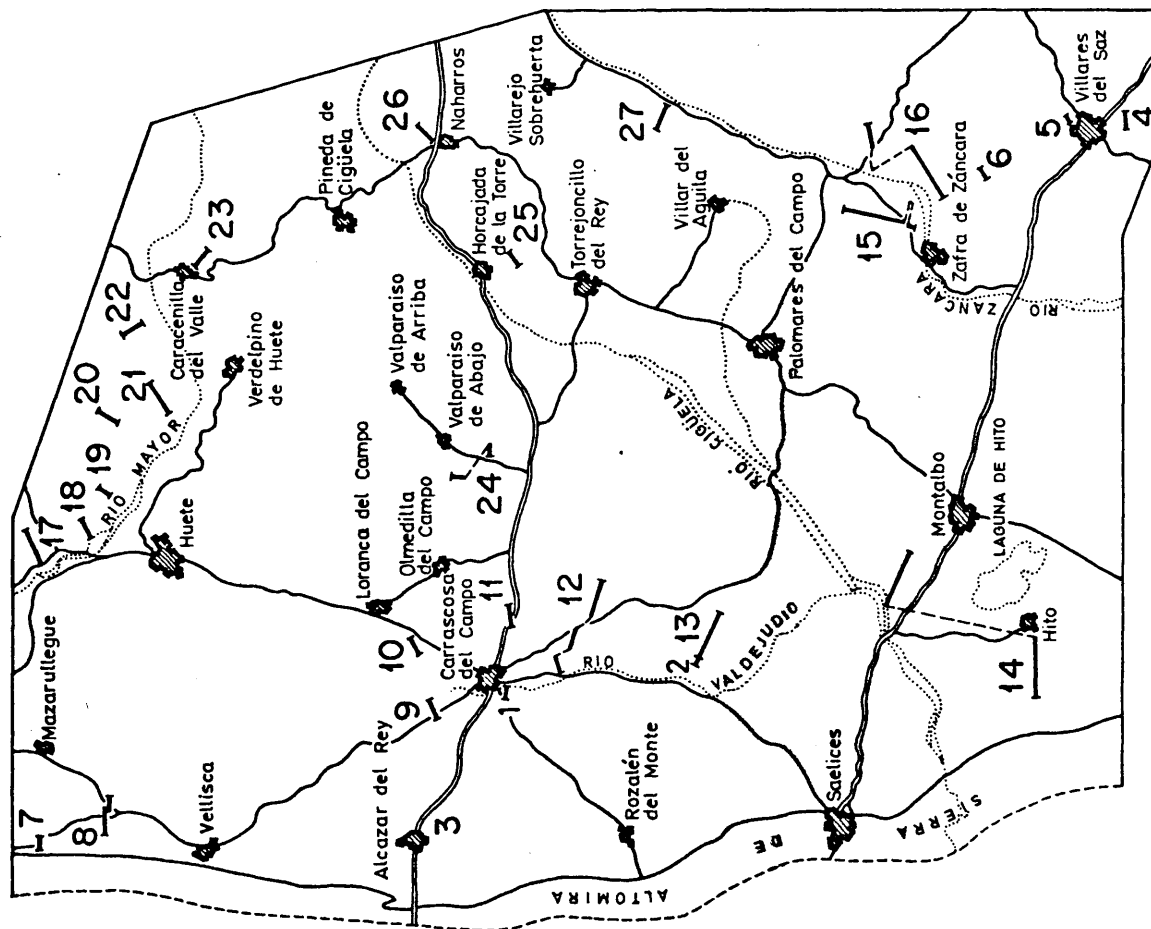
2.2.- Descripción de las series estratigráficas

A continuación voy a describir con detalle las series estratigráficas ordenadas en lo posible por unidades litoestratigráficas. Para ello he colocado en primer lugar aquellas que pertenecen a las unidades más antiguas.

Estas series estratigráficas son (Fig. 3): 1) Camino Agrícola; 2) Cerro Arenoso; 3) Alcazar del Rey; 4) Vellisca 1; 5) Villares del Saz 1; 6) Villares del Saz 2; 7) Villares del Saz 3; 8) Vellisca 2; 9) Fuente de La Lobera; 10) Loranca del Campo; 11) Fuente Leona; 12) Carrascosa del Campo; 13) La Serrezuela; 14) Hito; 15) Zafra de Záncara 1; 16) Zafra de Záncara 2; 17) Valle del Río Mayor 1; 18) Valle del Río Mayor 2; 19) Valle del Río Mayor 3; 20) Valle del Río Mayor 4; 21) Valle del Río Mayor 5; 22) Valle del Río Mayor 6; 23) Caracenilla del Valle; 24) Valparaíso de Abajo; 25) Horcajada de la Torre; 26) Pineda; 27) Huerta de la Obispalía.

Incluyo dos ejemplares de signos convencionales que sirven para aquellas columnas que no llevan leyenda. Una de estas láminas la incluyo intratexto en la serie de Vellisca 2 y otra como una hoja aparte móvil.

Todas las coordenadas del texto están referidas al meridiano de Madrid.



- | | |
|---------------------------|------------------------------|
| 1 - Camino agrícola | 15 - Zafra de Zancara - 1 |
| 2 - Cerro arenoso | 16 - Zafra de Zancara - 2 |
| 3 - Alcazar del Rey | 17 - Valle del Rio Mayor - 1 |
| 4 - Villares del Saz - 1 | 18 - Valle del Rio Mayor - 2 |
| 5 - Villares del Saz - 2 | 19 - Valle del Rio Mayor - 3 |
| 6 - Villares del Saz - 3 | 20 - Valle del Rio Mayor - 4 |
| 7 - Vellisca - 1 | 21 - Valle del Rio Mayor - 5 |
| 8 - Vellisca - 2 | 22 - Valle del Rio Mayor - 6 |
| 9 - Fuente de la Lobera | 23 - Caracenilla del Valle |
| 10 - Loranca del Campo | 24 - Valparaíso de Abajo |
| 11 - Fuente Leona. | 25 - Horcajada de la Torre |
| 12 - Carrascosa del Campo | 26 - Pineda de Ciguela |
| 13 - La Serrezuela. | 27 - Huerta de la Obispatía. |
| 14 - Hito | |

0 6 m.

SITUACION DE LAS SERIES ESTRATIGRAFICAS

FIGURA.- 3

2.2.1.- Serie del Camino Agrícola (Figs. 3, 4 y 5)

He realizado esta serie entre los tramos enmarcados por las coordenadas siguientes:

muro: Latitud $40^{\circ}02'02''$ - Longitud $0^{\circ}56'$

techo: Latitud $40^{\circ}02'02''$ - Longitud $0^{\circ}56'30''$

De muro a techo esta serie está formada por los siguientes niveles:

Muro: arcillas masivas

1.- 3 m de areniscas y limos relleno de un paleocanal. Las areniscas se suceden verticalmente en niveles con una potencia comprendida entre 0,50 y 0.15 m; lateralmente el espesor es variable y son ligeramente erosivos unos sobre otros. Sobre la cicatriz de la base, que no es completamente visible, presenta un potente depósito de lag formado por cantos de cuarcita, caliza y fragmentos de troncos rodados. Los niveles de areniscas están formados en general por estratificación cruzada de pequeña escala, alguno es masivo con granoselección vertical desde cantos a limos. Todos los niveles de areniscas presentan en su techo una disminución del tamaño de grano y unos centímetros de limos; este hecho condiciona el que resalten los bancos por erosión diferencial.

2.- 6 m de arcilla limosa de color pardo en general y con un manchado de color verde. Este nivel esta algo cubierto. Dentro de este nivel hay

lentejones de arenisca de tamaño de grano grueso a fino. No pueden describirse con detalle las estructuras sedimentarias que presentan los lentejones arenosos porque sus afloramientos son muy pequeños. Solamente en uno de ellos, de 1 m de potencia, situado hacia la mitad del nivel, se distinguió estratificación cruzada de gran escala, pero no su geometría.

3.- Paleocanal de 6 m de potencia, relleno con arenisca de grano grueso y gran cantidad de cantos. Su cicatriz basal es muy irregular, y sobre ella hay un depósito de lag con cantos de cuarcita y de caliza. De muro a techo presenta la siguiente secuencia de relleno:

- a) 1,50 m de estratificación cruzada de gran escala en sets cuya potencia alcanza el medio metro y con gran dispersión de paleocorrientes, con direcciones comprendidas entre 160° y 120° E y sentidos al N y S respectivamente.
- b) 2 m con sets de gran potencia que tienen una gran cantidad de gravas en sus láminas. Las láminas se inclinan hacia el S al igual que el eje mayor de las gravas. Presentan una paleocorriente de dirección N-S con sentido al N.
- c) 2 m de estratificación cruzada de gran escala con paleocorrientes comprendidas entre 30° y 70° E con sentidos al N.
- d) 0,90 m de arenisca de grano fino, aparentemente masiva y de gran continuidad lateral.

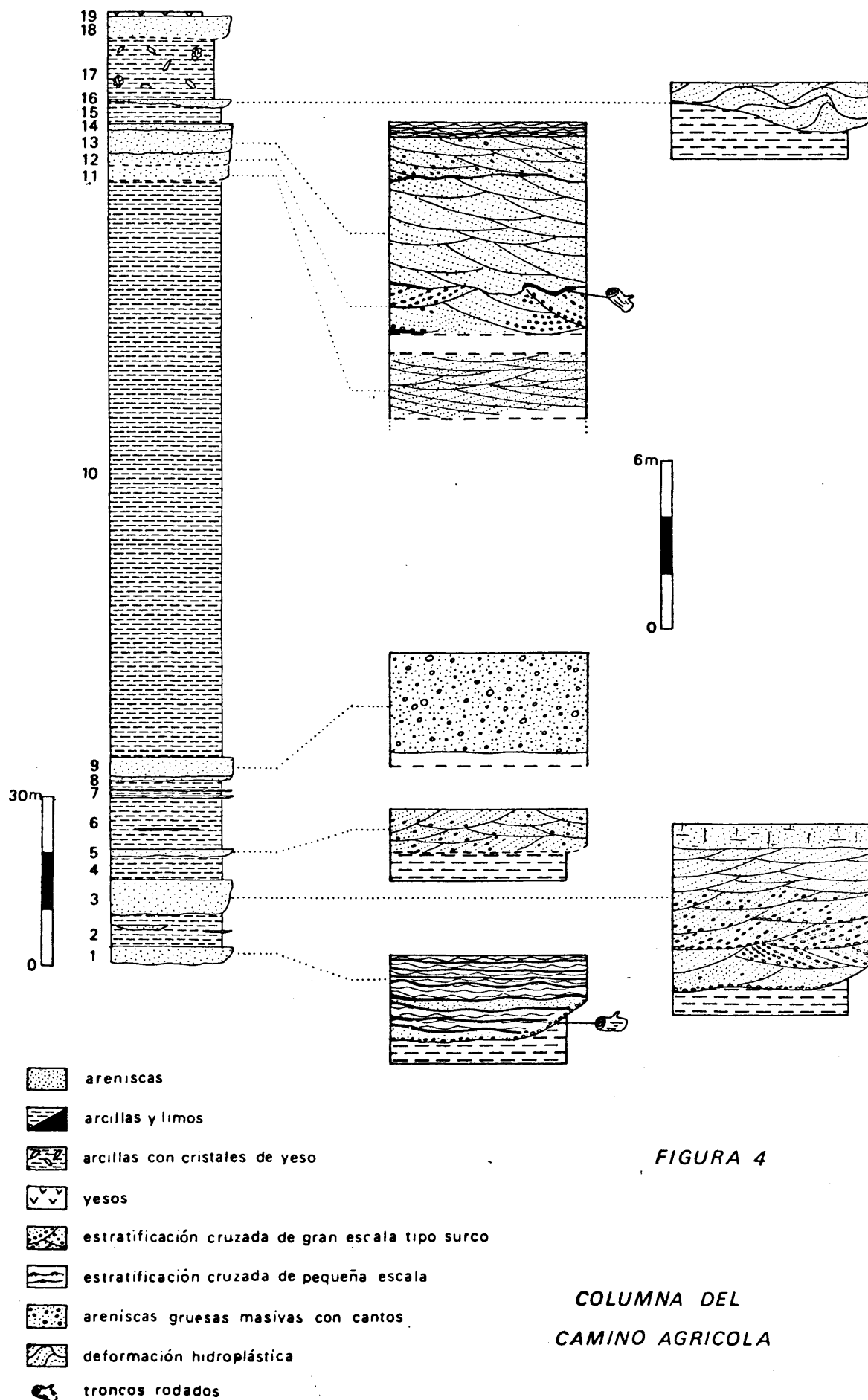


FIGURA 4

COLUMNA DEL
CAMINO AGRICOLA

- 4.- 4 m de arcillas masivas, de color pardo-verdoso, está algo cubierto.
- 5.- 1,50 m de arenas de tamaño grueso con estratificación cruzada de gran escala. No se ve la base de este nivel que considero un paleocanal. En las láminas de los sets hay gran cantidad de cantos de cuarcita y de caliza. Los sets tienen una potencia de alrededor de 30 cm.
- 6.- 9 m de arcillas limosas de colores verde, rojo y marrón claro. A 4 m de la base de este nivel hay 20 cm de areniscas con estratificación cruzada de pequeña escala pero no puede describirse su geometría.
- 7.- 3 m de alternancia de arcillas y limos con estratificación cruzada de pequeña escala. Los niveles de limos tienen espesor variable, inferior a 20 cm, se presentan en capas de geometría plano-paralela.
- 8.- 0,80 m de arenas de tamaño medio y grueso. La base de este nivel está cubierta, pero no obstante lo interpreto como un relleno de paleocanal. De muro a techo presentan la siguiente sucesión de estructuras: hacia la base cosets de estratificación cruzada, de pequeña escala, sobre estos un coset de estratificación cruzada de gran escala con cantos dispersos. En el techo del nivel no se ve la estructura interna.
- 9.- 3,50 m de arenisca masiva con abundante matriz arcillosa, con gran cantidad de cantos dispersos y cementada por carbonatos.

- 10.- 100 m cubiertos por los depósitos del río Val dejudíos, lateralmente se manifiesta como fundamentalmente arcilloso. Hacia el S de acuña rápidamente.
- 11.- No se observa la base de este nivel. Presenta 2,50 m de arenisca con estratificación cruzada de gran escala, los sets tienen una potencia media de 10 cm. La paleocorriente indica una dirección de 10° E con sentido al N.
- 0,70 m cubiertos.
- 12.- No se observa la base de este nivel. Son 1,50 m de arenas blancas y gruesas con gran cantidad de cantos de caliza y de cuarcita y estratificación cruzada de gran escala. La potencia de las láminas de los sets es de pocos milímetros a 2 ó 3 cm y de hasta 7 cm para aquellas que contienen cantos, las láminas se distinguen en base a la mayor o menor presencia de cantos. Hay algo de deformación hidroplástica (LOWE, 1975).
- 13.- Paleocanal de 4 m de potencia, la cicatriz de la base tiene arcillas asociadas, formando una lámina continua y también en forma de cantos blandos. Dentro de estas arcillas se han encontrado restos de troncos (xilópalos). El relleno lo forma un único coset de estratificación cruzada de gran escala en arena de tamaño medio con algo de arena gruesa y cantos. El sentido de la paleocorriente es hacia el N.

14.- Sobre el nivel anterior existe a continuación otro paleocanal de 1,50 m de potencia. La cicatriz de su base es semejante a la del nivel anterior. Su relleno se describe a continuación de muro a techo:

- a) 1 m de arenas gruesas con estratificación cruzada de gran escala y sentido de la paleocorriente hacia el N.
- b) 0,50 m de arenas finas, en capas continuas lateralmente, de alrededor de 20 cm de potencia, con estratificación cruzada de pequeña escala y delgados niveles de arcillas o limos intercalados entre ellas.

15.- 3 m de arcillas de color pardo.

16.- Paleocanal de 1,70 m de potencia máxima, está relleno por arena de tamaño medio con estratificación cruzada de gran escala deformada hidroplásticamente. El sentido de la paleocorriente es hacia el N.

17.- 11 m de arcillas masivas. En su mitad inferior son de color marrón, a continuación contienen cristales de yeso, individuales (de 1 a 3 mm de diámetro) o bien en rosas, y en gran densidad.

18.- 3,60 m de arenas finas con cemento y cristales de yeso en agregados macrocristalinos desorientados, no se ve si se trata de un paleocanal.

19.- 0,80 m de yeso macrocristalino.

Esta serie puede dividirse en tres tramos, el primero de ellos abarca los niveles 1 a 9, el segundo es el nivel 10 y el tercero del nivel 11 hasta el techo. Estos tramos se identifican bien en su cartografía a lo largo de los flancos del anticlinal de la Sierra de Carrascosa. En el flanco E, los niveles yesíferos del techo sirven de capa guía para separar esta unidad de la que la sigue en sentido estratigráfico.

2.2.2.- Serie del Cerro Arenoso (Figs. 3,5 y 6).

Sólo doy las coordenadas de la base de esta serie, su muro y techo están separados por una distancia pequeña: Latitud 39° 0'15"; Longitud 2°44'45". Esta serie aflora gracias a las obras del trasvase del Acueducto Tajo-Se_gura; en la actualidad está prácticamente cubierta, en parte por las obras posteriores y en parte por los desplomes que se han producido a causa de los taludes inestables.

Muro: arcillas

1.- Esta columna comienza con un paleocanal cuya base no es visible. De muro a techo presenta:

- a) 0,80 m de estratificación cruzada de gran escala con sets de aproximadamente 20 cm de potencia y sentido de paleocorriente hacia el S.

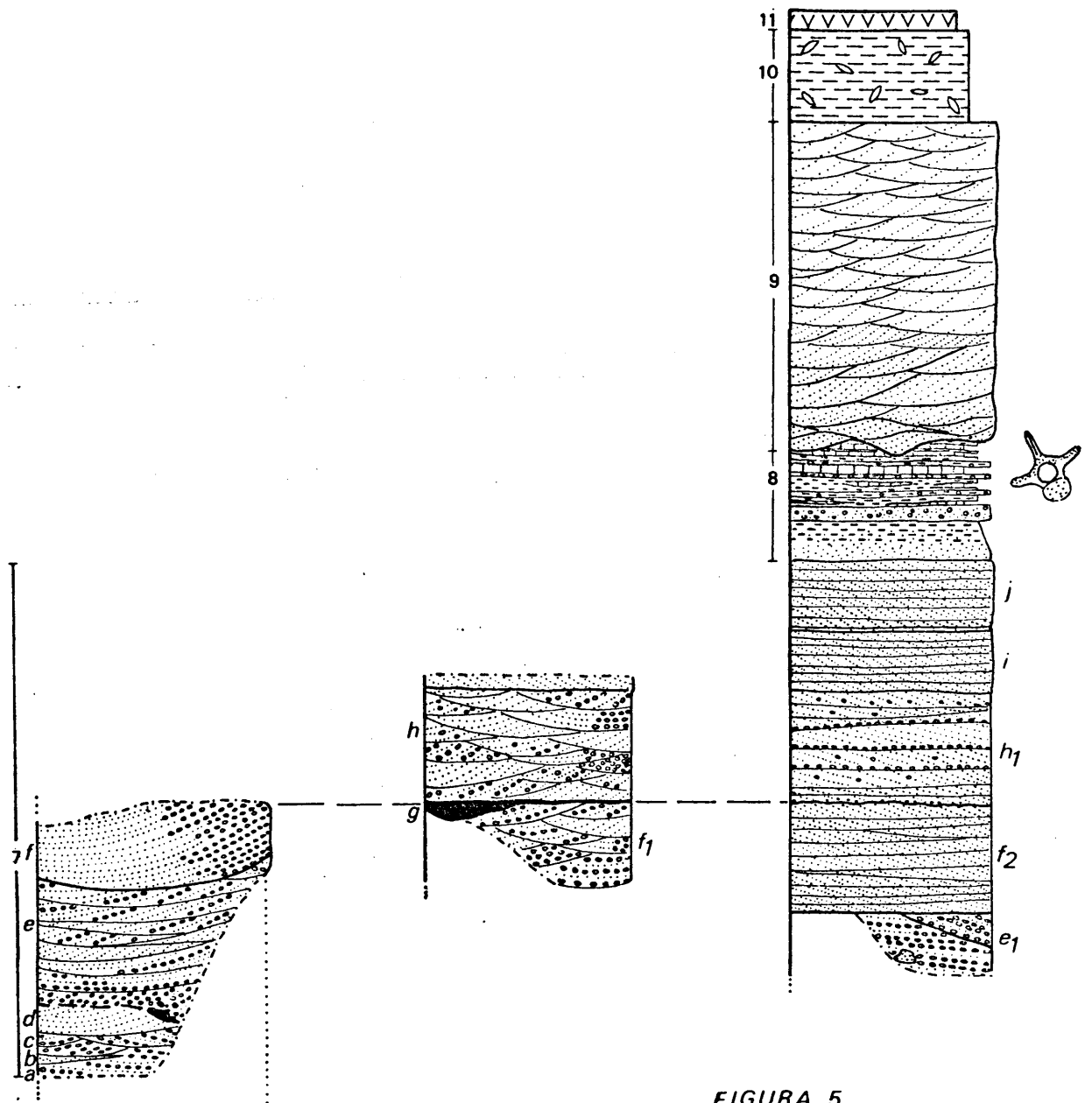


FIGURA 5

COLUMNA DEL CERRO ARENOSO



fragmentos de vertebrados



gravas



arenas



arcillas o limos.



calizas o margas.



sets de arenas y gravas con granoselección lateral.



estratificación cruzada de gran escala tipo surco.



estratificación cruzada de gran escala tipo planar.



estratificación cruzada de pequeña escala



laminación paralela



gravas con matriz arcillosa/arenosa

b) 1,20 m de laminación paralela, en capas de 0,40 m de potencia. Entre las láminas paralelas hay algún nivel de estratificación cruzada de pequeña escala.

2.- 3,90 m de arcillas algo arenosas, abigarradas, con pequeños cantos dispersos de cuarcita. Hacia su techo va aumentando el contenido en arena y cantos y adquiere un color ocre oscuro.

3.- Sobre cicatriz erosiva, 2,80 m de arenisca de tamaño medio aparentemente masiva.

4.- 4 m de arcillas abigarradas con arenas gruesas dispersas.

5.- 4,60 m de arcillas. Están separadas del nivel anterior por un plano de estratificación neto. En la base están algo carbonatadas. Dentro de este nivel, a 1.50 m de su techo aparece un bandeo de diferente color, que se dispone verticalmente, con tonos amarillentos y violetas.

6.- 5 m de arcillas marrones. Su límite inferior se ha elegido, al igual que en el nivel anterior, a partir de un nivel carbonatado que pasa gradualmente a las arcillas.

-2 m cubiertos.

7.- 15,50 m de gravas, arenas gruesas, arenas de tamaño medio, limos y arcillas, dentro de los cuales se distinguen las siguientes unidades:

- a) 0,50 m de arena gruesa y gravas, que forman parte de un set del que solo son visibles unas pocas láminas mal diferenciadas. Estas láminas están constituidas por arena media a gruesa con algún canto y por arena gruesa y cantos. Las láminas alcanzan hasta 12 cm de espesor para las que poseen los elementos más gruesos.
- b) 0,23 m de arena fina en un lentejón. No presentan una clara estructura interna.
- c) 0,66 m de arenas gruesas y cantos con escasa orientación pero que permite identificar una estratificación cruzada de gran escala a base de láminas mal diferenciadas.
- d) 0,80 m de arenas con estratificación cruzada de gran escala.
- e) Sobre una cicatriz, a la que hay asociada una gran cantidad de cantos de arcilla, hay 3,5 m de arenas con estratificación cruzada de gran escala. Los sets tienen mucha continuidad lateral y gran diferencia de potencias entre ellos. Las láminas de los sets tienen una composición heterogénea por la presencia o no de cantos.
- f) Se trata de un set de 2,60 m de potencia que se caracteriza por una marcada granoselección lateral. A partir de una gran concentración de cantos, hacia el E se pasa lateralmente a una alternancia de láminas de composición más o menos grosera, hasta convertirse en lá

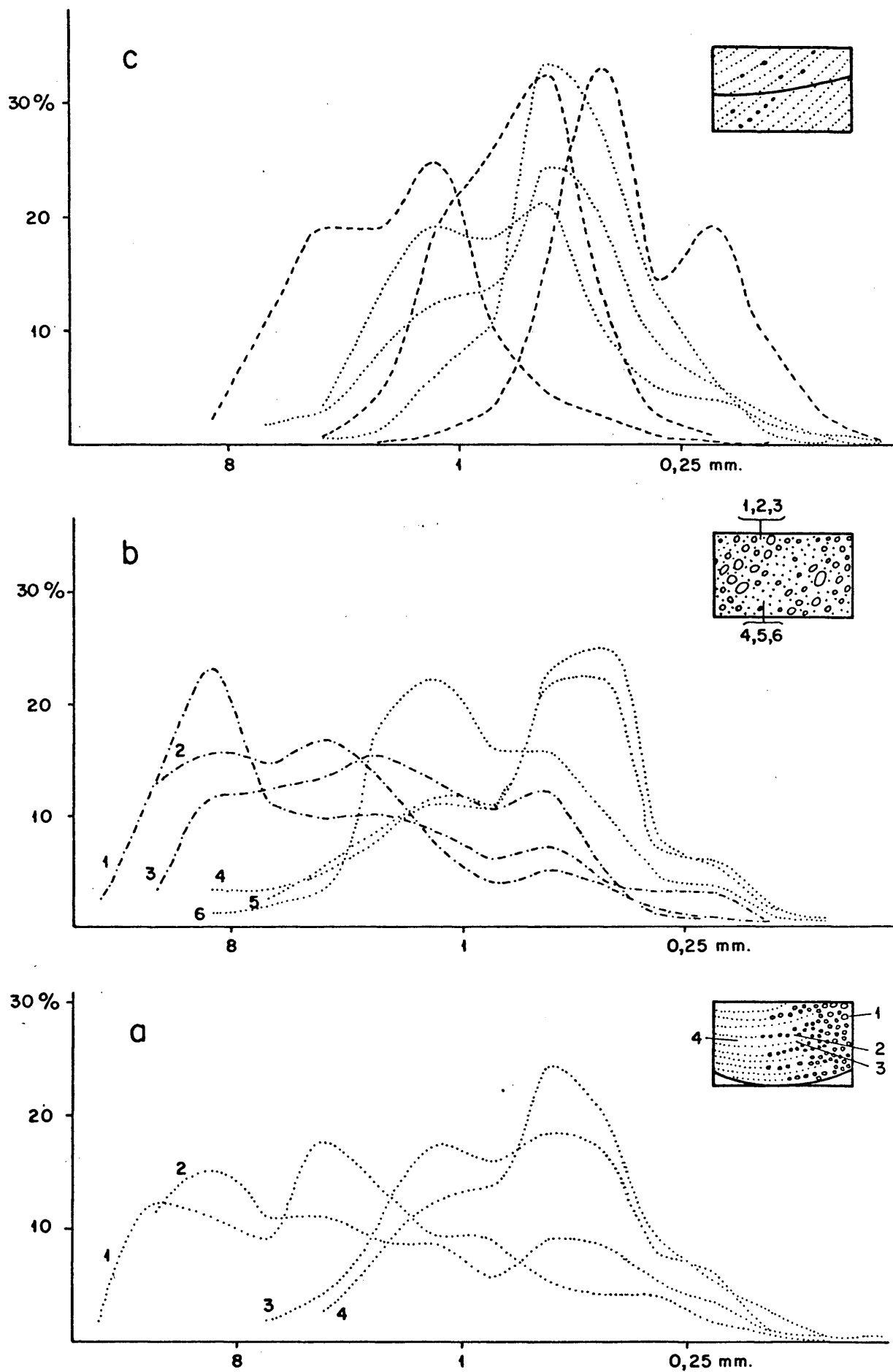


FIGURA 6.- Histogramas de las granulometrías realizadas en las arenas y conglomerados de las series del Camino Agrícola y del Cerro Arenoso: a) evolución de tamaños en un set con granoselección lateral. b) diferencias en la composición de las láminas en sets de granulometría grosera. c) granulometrías realizadas en sets de arena gruesa con cantos.

minas de arena gruesa con algún canto. La evolución de tamaños puede verse en la figura 6-a.

- f₁) Este nivel se encuentra siguiendo el afloramiento hacia el S y en posición lateral es equivalente a f. Está compuesto por cuatro tipos de unidades:
- sets con granoselección lateral.
 - sets de cantos sin ordenación.
 - sets de cantos con ordenación grosera, visible gracias a la presencia de láminas mal diferenciadas con menor presencia de cantos (Fig. 6-b).
 - sets de arenas con estratificación cruzada y cantos dispersos.
- g) Sobre el nivel anterior existe una cicatriz de gran extensión lateral con cantos de cuarcita y de arcilla. Sobre esta cicatriz, en los surcos más pronunciados, hay un relleno de limos con finos niveles de arena. El relleno de estos surcos llega a tener 0,70 m de potencia.
- h) 3,20 m de arena gruesa y gravas. Este nivel es semejante a f₁, solo que predominan los sets de arenas con estratificación cruzada. Los niveles e, f y h tienen su equivalente lateral en el f₂ y h₁ tal y como puede verse en la figura 5.
- e₁) 1,80 m visibles, de arenas y gravas con facies semejantes a f₁.

f2) 3,40 m de areniscas de tamaño medio y grueso con estratificación cruzada de gran escala, casi planar. Los sest tiene de 20 a 30 cm de altura. Dentro de los sets existe una pequeña diferenciación en las láminas, siendo unas arenosas y otras más delgadas y arcillosas, con un decrecimiento del tamaño de grano hacia el bottomset.

h1) El límite de este coset con el anterior es de carácter erosivo, la cicatriz es relativamente plana, con arena gruesa y cantos blandos. Son 3,20 m de arenas con estratificación cruzada, casi planar, algunos de los sest conservan los stoss side lamina con un depósito de cantos. La altura de las dunas alcanza los 0,50 m.

i) 3,80 m de arenas con estratificación cruzada. Este nivel es semejante a f2. La arena es de tamaño fino y presenta estratificación cruzada de tipo planar.

8.- Este tramo agrupa varios niveles de características semejantes y que poseen fragmentos de vertebrados en gran cantidad.

a) 1,5 m de arenisca que pasa gradualmente a arcillas rojas y verdes.

b) 0,40 a 0,50 m de conglomerado de cantos de cuarcita y con algún fragmento de hueso. La matriz es arenosa.

- c) 0,30 m de arcillas verdes; engloban cantos de cuarcita, caliza y fragmentos de huesos. Hacia su muro hay delgados niveles calcáreos que desaparecen lateralmente.
- d) Arcillas rojas masivas con cantos de caliza y huesos de vertebrados. Su espesor medio es de 0,20 m.
- e) Arcillas rojas con capas de caliza de potencia muy irregular. Tienen un espesor medio de 0,50 m.
- f) 0,15 m de conglomerado formado por cantos de cuarcita y fragmentos de huesos en gran cantidad, muy rodados.
- g) Calizas de color rosado y espesor variable que oscila alrededor de 0,20 m.
- h) 0,15 m de arcilla masiva, de color verde y rojo. En su base hay niveles calcáreos que lateralmente aumentan de potencia.
- i) Caliza rosada, su espesor medio es de 0,20 m
- j) Arcilla de color rojo hacia la base y verde hacia el techo. Hacia su base hay niveles de caliza. Su potencia media es de 0,10 m.
- k) 0,15 m de marga calcárea. Su espesor es variable lateralmente.

- 1) Alternancia de arenas finas, en lentejones, y arcillas con un bandeo rojo y verde. En su muro tienen cantos de caliza. Su espesor es variable, oscila alrededor de 0,30 m.
- 9.- Paleocanal de 10 m de potencia. Su relleno está constituido por areniscas de grano medio con estratificación cruzada de gran escala. No se aprecian los límites de los cosets porque el talud del afloramiento está algo cubierto.
- 10.- 2,80 m de arcillas con cristales de yeso.
- 11.- 0,50 m de yeso blanco alabastrino.

Esta serie se puede considerar dividida en cuatro tramos a efectos cartográficos. El primero de ellos lo forman las arenas y arcillas de la base, niveles 1,2 y 3. A continuación, los niveles 4,5 y 6 forman un tramo fundamentalmente arenoso. Los niveles 7,8 y 9 son los que por sus características litológicas han dado el nombre de Cerro Arenoso a la pequeña colina donde aparecen. Y por último, el tramo superior lo forman las evaporitas del techo. Estas evaporitas se siguen cartográficamente y son equivalentes a las que se encuentran al techo de la serie del Camino Agrícola. El canal del trasvase Tajo-Segura pasa entre los niveles 8 y 9 de esta serie.

2.2.3.- Serie de Alcazar del Rey (Figs. 3 y 36)

Esta serie se ha obtenido a partir de dos pequeños cortes parciales, debido a que sus materiales están plegados y algo erosionados. Por estas características de afloramiento no tiene, aparentemente, un gran interés desde el punto de vista estratigráfico. No obstante, en el techo se encontraron unos restos fósiles de vertebrados que por sí solos justifican el realizar una columna. Las coordenadas de la base del nivel 1 son: Longitud 0°53' y Latitud 40°03'13".

Muro: 32,20 m de arcillas con cristales de yeso. Este nivel está parcialmente cubierto.

- 1.- 4,20 m de arena gruesa y cantos. No se observa la base de este nivel. Como estructura interna tiene estratificación cruzada planar de gran escala. Los sets tienen potencias de alrededor de 40 cm, algo menores hacia el techo. La paleocorriente N-S con sentido al S. Localmente presenta un gran encostramiento ferruginoso en el interior del nivel.
- 2.- 14 m de arcillas rosadas con cristales de yeso hacia el techo. Hacia la base son arcillas masivas.
- 3.- Aproximadamente 3 m de margas de color blanco, están algo cubiertas.

- 4.- Calizas, en un nivel muy fragmentado del que apenas quedan restos in situ. Su potencia mínima era de 20 cm. Contiene restos de vegetales, gasterópodos y fragmentos de huesos de vertebrados, además de algo de arena dispersa. Este nivel es el que he nombrado yacimiento de Alcazar del Rey.

2.2.4.- Serie de Vellisca 1 (Figs. 3 y 36)

Esta serie se ha realizado al N de Vellisca, cerca de la carretera que va a Pico de Altomira. El corte se ha realizado en parte sobre un camino forestal. Los materiales están algo cubiertos, y si bien se puede observar su litología rara vez otros aspectos de tipo geométrico. A pesar de ello hago a continuación una descripción, ya que los afloramientos de esta unidad son escasos e incompletos en este borde de la Sierra de Altomira. No figuro columna porque los límites de los niveles son quizás arbitrarios. Las coordenadas de su base son: Longitud 2°49'13" y latitud 40°12'4".

Muro: Arcillas rojas.

- 1.- 16,80 m de caliza blanca no compacta con arena silícea dispersa.
- 2.- 12,20 m de areniscas de tamaño de grano medio a grueso. Las arenas son silíceas y están muy cementadas por carbonatos. No se aprecian estructuras sedimentarias primarias.

- 3.- 2,80 m de conglomerado de cuarcita, caliza, arenisca y cantos de margas. La matriz es de arena gruesa cementada por carbonatos.
- 4.- 1,80 m de arenisca silíceea de grano medio a grueso, muy cementada. No se aprecian las estructuras sedimentarias.
- 5.- 1,20 m de caliza blanca con arena silíceea dispersa.
- 6.- 7 m de arenas de tamaño medio a fino, con matriz arcillosa y niveles intercalados de caliza algo arenosa.
- 7.- 19 m cubiertos.
- 8.- Paleocanal de 2.10 m de potencia. El relleno lo constituyen areniscas de grano fino con laminación paralela hacia la base y estratificación cruzada de pequeña escala hacia el techo.
- 9.- 6,30 m de arcillas limosas de color rojo.
- 10.- Paleocanal de 0,10 m de potencia. Está relleno por arenisca de grano grueso, masiva.
- 11.- 8,40 m de arcillas marrones.
- 12.- 1,50 m de margas blancas.
- 13.- 16,40 m de arcillas rojas con cristales de yeso.

Hasta el nivel 8 los materiales son groseramente de tríticos. Muy posiblemente, la aparente ausencia de estruc turas como la estratificación cruzada se deba en realidad a que se trata de depósitos masivos.

2.2.5.- Serie de Villares del Saz 1 (Figs. 3 y 7)

Las coordenadas de la base de esta serie son: Latitud 38°49'50" y Longitud 1°11'10". A partir de este punto se ha seguido una dirección NE.

Muro: 11.20 m de arcillas rojas masivas.

- 1.- Sobre base erosiva 0,60 m de limos de color blanco. No se observan estructuras internas.
- 2.- 4.20 m de areniscas de tamaño medio en la que no se ven las estructuras sedimentarias prima rias.
- 3.- 12.60 m de arcilla margosa de color crema que se va haciendo margosa hacia el techo para acabar convertida en carbonato pulverulento.
- 4.- 1.30 m de caliza arenosa de color gris.
- 5.- 8 m cubiertos.
- 6.- 22.40 m de arena gruesa masiva y cantos con ma triz arcillo-arenosa; este nivel está semicu- bierto.
- 7.- 13.40 m de arena gruesa y cantos de cuarcita y caliza con estratificación cruzada de gran es- cala de tipo surco. Los sets alcanzan potencias de hasta 1 m; en algunos de ellos hay granose- lección lateral. A pesar de ser un nivel muy po tente no se identifican cosets diferenciados dentro de él, ni diferencias en las estructuras sedimentarias.

- 8.- 25,20 m de arenas masivas de grano grueso y cantos de pequeño tamaño, en una matriz arcillosa. La potencia de este tramo se midió algo más al S porque pasa una pequeña falla a través de él.
- 9.- Paleocanal de 12,20 m de potencia. Presenta un buzamiento de 40°. Su relleno lo forman arenas de tamaño grueso. No se ve la cicatriz de su base porque esta cubierta. De muro a techo tiene la siguiente secuencia de estructuras:
- a) 6 m de estratificación cruzada de gran escala de tipo surco, en arena gruesa y cantos de cuarcita y caliza. La potencia de los sets es de alrededor de 0,50 m. La paleocorriente tiene una dispersión comprendida entre los 20 y 80°E con sentido hacia el N.
 - b) 1,50 m de arenisca muy cementada por carbonatos. No se ven las estructuras sedimentarias.
 - c) 0,70 m de arena gruesa y cantos, con laminación paralela.
 - d) 1,50 m de arena gruesa, con estratificación cruzada de gran escala de tipo surco.
 - e) 1,50 m en los que no se ve la estructura de las arenas. El color es limonítico y el aspecto oqueroso. Es probable que la alteración y pérdida de estructuras se deba a un fenómeno de bioturbación.
- 10.- 30,30 m de arcilla roja con gran cantidad de arena gruesa y cantos de pequeño tamaño.

- 11.- 0,50 m de caliza con cantos de cuarcita y arena gruesa dispersa. Localmente sin embargo el carbonato parece formar exclusivamente la matriz.

Esta serie, como se ha visto, es groseramente detrítica. La escasez de cementación de sus niveles produce una suave topografía, generalmente cubierta, donde afloran los materiales gracias a los areneros abiertos en ella.

2.2.6.- Serie de Villares del Saz 2 (Figs. 3 y 7)

Al NW del pueblo de Villares del Saz afloran nuevamente los materiales equivalentes a la serie anteriormente descrita. Los que describimos a continuación corresponden solamente a la parte superior de la unidad ya que el resto están bastante cubiertos. Sin embargo la base aflora un poco mas al N junto al canal del Trasvase Tajo-Segura. Las coordenadas del muro de esta serie son: Longitud $0^{\circ}57'35''$ y Latitud $40^{\circ}00'50''$.

Muro: No es visible

- 1.- Paleocanal de potencia total desconocida. De muro a techo tiene las estructuras que a continuación se describen:

- a) 4,50 m de arenisca de tamaño grueso, con gran cantidad de cantos. Esta unidad es aparentemente masiva, pero en corte fresco se ve estratificación cruzada de gran escala.

COLUMNAS DE VILLARES

DEL SAZ 1, 2 Y 3.

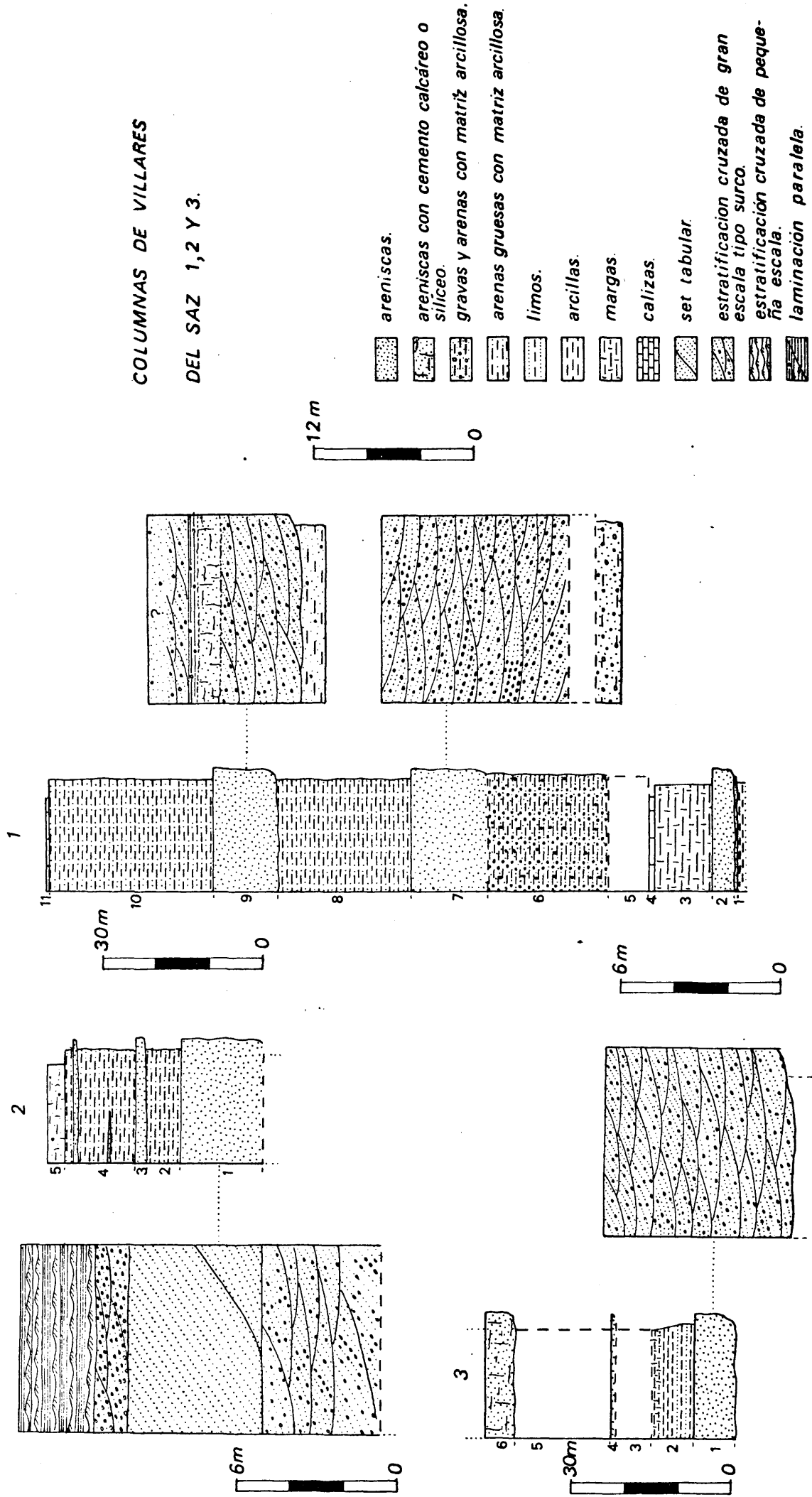


FIGURA 7

- b) Set tabular de 5 m de potencia máxima, con superficies de reactivación. La arena es de tamaño grueso. Este gran set cuya paleocorriente se dirige al S con una dirección de 140° , se va apoyando sobre otros situados más al N. En conjunto presentan una ligera dispersión de paleocorrientes. Este set tiene una enorme continuidad lateral.
- c) 1,50 m de estratificación cruzada en arena gruesa y cantos.
- d) 2,80 m de areniscas de tamaño fino en capas de alrededor de 20 cm de potencia. Estas capas en su interior están formadas por alternancia de laminación paralela y estratificación cruzada de pequeña escala. A veces sólo presentan un tipo de estructura, y en gran parte de ellas las estructuras se ven con dificultad.

2.- 6,50 m de arcillas de color salmón, masivas.

3.- 2 m de areniscas masivas con cantos dispersos.

4.- 11 m de arcilla masiva con un nivel de arenisca intercalado a 6 m de su base.

5.- 1 m de arenas masivas con cantos.

6.- 1,50 m de arcillas masivas de color salmón.

7.- 3,50 m de margas con arenas, cantos y nódulos calcáreos.

8.- 20 cm de caliza arenosa.

2.2.7.- Serie de Villares del Saz 3 (Figs. 3 y 7)

La columna de esta serie equivale lateralmente a los materiales cubiertos de la base de la anterior. Su base está situada junto al canal del Trasvase Tajo-Segura y sus coordenadas son: Longitud 1°09'50" y Latitud 39°52'30".

Muro: No se observa.

- 1.- La base de este nivel está cubierta. Está formado por 7,50 m de arena de tamaño grueso y cantos con estratificación cruzada de gran escala, de tipo surco. La potencia de los sets es variable y las láminas son casi paralelas o tangentes a la base.
- 2.- 2 m de arenas arcillosas que pasan gradualmente a las arcillas margosas en los 6 m suprayacentes. Total 8 m.
- 3.- 7 m cubiertos.
- 4.- 1 m visible de areniscas rubefactadas y silicificadas. No se ve la base de este nivel, ni se ven las estructuras internas.
- 5.- 17,50 m de serie cubiertos
- 6.- 5,60 m de areniscas con cemento calcáreo. No se distinguen las estructuras internas.

2.2.8.- Serie de Vellisca 2 (Figs. 3,8,9 y 10; foto 1)

Las coordenadas de la base de esta serie son: Longitud $0^{\circ}52'40''$ y Latitud $40^{\circ}09'40''$. El tamaño de las arenas que rellenan los paleocanales viene reflejado en la figura 9.

Muro: 4,20 m de yeso, algo cubierto.

- 1.- 35 m de arcillas y margas, parcialmente cubiertos.
- 2.- Paleocanal de 7 m de potencia, tiene la siguiente secuencia de relleno de muro a techo:
 - a) 3,50 m de estratificación cruzada de gran escala, con deformación hidroplástica. La arena es de tamaño medio.
 - b) 3,50 m de capas algo inclinadas hacia el E, con una potencia media comprendida entre 35 y 40 cm. Entre estas capas, que están formadas por arena media y fina, hay niveles de 5 a 8 cm de potencia de limos o arcillas. Las capas son cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. En conjunto puede considerarse un bed set en el sentido de CAMPBELL (1967).
- 3.- 5,60 m de arcillas masivas de color marrón. Hacia la mitad del nivel tiene un color más claro y rojizo.
- 4.- 3,50 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso. Los cristales de yeso tienen un diámetro máximo de 3 mm y son muy abundantes.

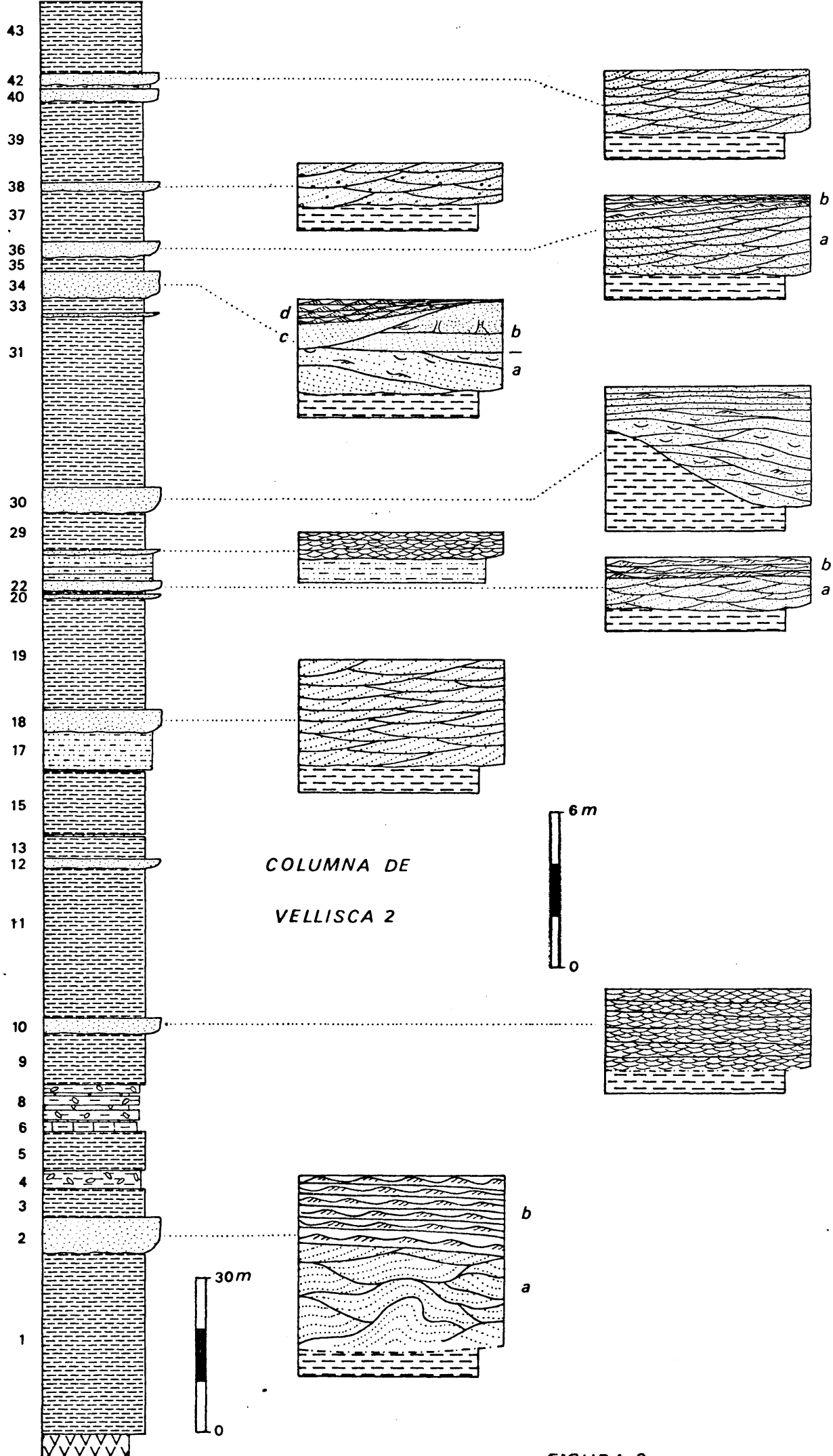


FIGURA 8

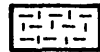
LITOLOGIA



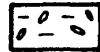
Yesos



Calizas



Margas



Arcillas con cristales de yeso



Arcillas



Limos



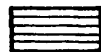
Areniscas



Cantos con matriz arenosa

FIGURA 9

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS



Laminación paralela



Estratificación cruzada de pequeña escala



Estratificación cruzada de pequeña escala con sentido de las láminas visto



Estratificación cruzada de gran escala planar



Estratificación cruzada de gran escala



Sets tabulares



Depósitos de fondo de canal

Estructuras de escape de agua

Licuefacción



Total



Parcial

Canales de fluidificación



Deformación hidroplástica

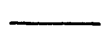


Sobre estratificación cruzada de gran escala



Sobre estratificación cruzada de pequeña escala

ASPECTOS DE LA ESTRATIFICACION



Contacto plano



Contacto erosivo



"Bed set" de estratificación cruzada de pequeña escala



"Bed sets" de estratificación cruzada de pequeña escala, discordantes y con contacto erosivo

- 5.- 7,50 m de arcillas rojas masivas
- 6.- 1,50 m de margas grises con fragmentos de con
chas de gasterópodos.
- 7.- 0,60 m de caliza gris de aspecto oqueroso.
- 8.- 7 m de alternancia de arcillas de color pardo
con cristales lenticulares de yeso y yesos. Los
cristales de yeso son individuales o bien for-
man agregados (rosas); son siempre de tamaño
muy pequeño.
- 9.- 10 m de arcillas masiva de color marrón.
- 10.- 3 m de areniscas. No se ve la base pero las in-
terpreto como el relleno de un paleocanal. Es-
tán compuestas por arena de tamaño medio a fino
en cosets, de estratificación cruzada de peque-
ña escala, con límites poco claros.
- 11.- 29 m de arcillas masivas de color marrón.
- 12.- 2 m de arenisca de tamaño de grano fino, no se
ve la base del nivel y son aparentemente masi-
vas.
- 13.- 4,20 m de arcillas masivas de color marrón.
- 14.- 0,30 m de caliza gris.
- 15.- 12,20 m de arcilla masiva de color marrón, algo
margosa.

- 16.- 0,30 m de caliza gris con laminaciones internas.
- 17.- 7,50 m de limo arcilloso de color pardo claro.
- 18.- Paleocanal de 4 m de potencia, con areniscas de tamaño medio con estratificación cruzada de gran escala, de tipo surco. En sus tres primeros metros los sets tienen entre 30 y 40 cm de potencia y disminuyen algo de tamaño hacia el techo. La paleocorriente tiene una dirección N-S con sentido al N.
- 19.- 22 m de arcillas masivas de color marrón.
- 20.- Paleocanal de 0,80 m de potencia. No se distinguen las estructuras sedimentarias en la arenisca.
- 21.- 0,50 m de arcillas marrones.
- 22.- Paleocanal con la siguiente secuencia de relleno:
- a) 1,50 m de estratificación cruzada de gran escala de tipo surco. La paleocorriente tiene una dirección de 20° al E con sentido al N.
 - b) 0,70 m ocupados por un bed set cuyas capas son cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. Hacia el techo se intercalan escasos centímetros de limos entre las capas.

- 23.- 1,30 m de arcillas limosas de color ocre.
- 24.- 0,20 cm de arenisca de tamaño de grano fino y con estratificación cruzada de pequeña escala.
- 25.- 1,30 m de limos arcillosos de color ocre, con nódulos de yeso blanco sacarideo.
- 26.- 0,20 m de margas de color gris.
- 27.- 2,50 m de arcilla limosa de color marrón, mas claras hacia el techo.
- 28.- Paleocanal de 0,70 m de potencia. Su relleno esta constituido por un bed set cuyas capas son cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. Las capas están algo inclinadas hacia el S.
- 29.- 7,50 m de arcillas marrones.
- 30.- Paleocanal de 4,50 m de potencia, con areniscas de tamaño medio. En general, sobre todo en su mitad inferior, está muy afectado por estructuras de escape de aguas. A pesar de ello se identifican cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. Hacia el techo estos cosets son de menor potencia, alrededor de 20 a 10 cm, y mas continuos.
- 31.- 31 m cubiertos. Lateralmente a este corte, este nivel está formado por arcillas.

32.- Sobre limos arcillosos de color marrón claro, cuya base no es visible, hay 0,70 m de areniscas de tamaño de grano fino, con estratificación cruzada de pequeña escala. En su interior hay dos cicatrices irregulares que separan cosets pero que dejan de identificarse lateralmente.

33.- 3 m de arcillas marrones masivas.

34.- Paleocanal que presenta de muro a techo la siguiente secuencia de estructuras:

- a) 1,50 m de cosets que parecen estar formados por estratificación cruzada de pequeña escala. Presentan estructuras de escape de agua y están inclinados hacia el S.
- b) 1,90 m en los que la arena está muy deformada por escape de agua, se ven láminas verticales, canales de fluidificación y licuefacción. Sólo quedan restos de una cicatriz y no pueden describirse las estructuras internas primarias.
- c) Sobre una cicatriz que erosiona hasta el techo de a se apoya en primer lugar una unidad de 1 m de potencia formada por aparentes láminas subverticales con deformación por escape de agua.
- d) 0,70 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. El espesor de los cosets es de 10 a 20 cm y se acúan hacia el S.

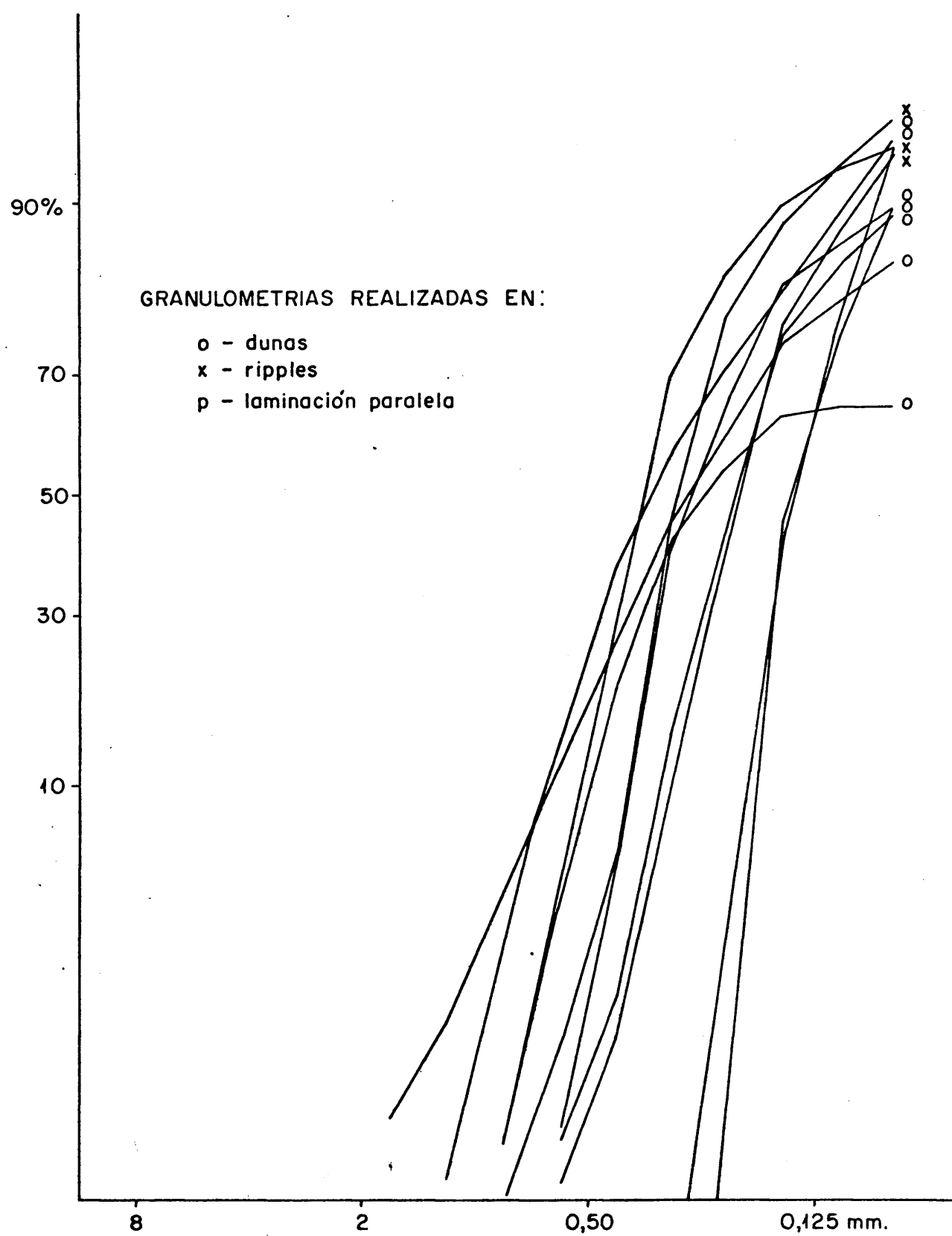


FIGURA 10.- Curvas acumuladas de las granulometrías realizadas en la serie de Vellisca 2. Son arenas de tamaño medio y fino.

35.- 3 m de arcillas marrones.

36.- Paleocanal de 3 m de potencia. En la base tiene un depósito de lag escaso, formado por cantos de cuarcita dispersos. De muro a techo tiene la siguiente secuencia:

a) 2 m de estratificación cruzada de gran escala formada por dunas ascendentes hacia el S y en cosets separados por superficies de acreción lateral. La estratificación cruzada es en general de tipo planar. En sentido lateral hay una gran dispersión de paleocorrientes entre direcciones E-W y N-S con sentido al NE.

b) 1 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, con algo de deformación hidroplástica. Están algo inclinados al N.

37.- 9,80 m de arcillas de color marrón claro.

38.- Paleocanal de 1,60 m de potencia. Su relleno está formado por arenas de tamaño medio a grueso, con cantos dispersos de cuarcita, caliza y arcillas. La arena presenta estratificación cruzada de gran escala; la potencia media de los sets es de alrededor de 20 cm. La dirección de la paleocorriente es N-S con sentido al N.

39.- 15,40 m de arcillas marrones.

40.- Paleocanal de 2,40 m de potencia con areniscas de tamaño fino, en cosets, de 30 a 40 cm de potencia, con estratificación cruzada de pequeña escala. El sentido de la paleocorriente es hacia el N.

41.- 0.70 m de limos arcillosos de color marrón cla
ro.

42.- Paleocanal de 2.40 m de potencia. Su relleno está formado por areniscas de tamaño medio con estratificación cruzada de gran escala. La potencia de los sets está comprendida entre 8 y 30 cm. La paleocorriente tiene una dirección de 50° E con sentido hacia el N.

43.- 14 m de arcillas masivas, de color marrón.
Tienen niveles intercalados de caliza de escasas centímetros de potencia.

Esta serie es homogénea en la sucesión de sus términos litológicos que son fundamentalmente dos: arcillas masivas y areniscas, además de margas, calizas y yesos. Los colores de las arcillas son en general marrones de dis
tinta intensidad o rojizos; las areniscas son grises en su su
perficie pero amarillentas en corte fresco, y esto es una constante para las unidades lateralmente equivalentes, des
de el punto de vista estratigráfico.

2.2.9.- Serie de la Fuente de la Lobera (Figs.3,9,11 y 14)

Esta serie se ha obtenido en la carretera que va de Carrascosa del Campo a Vellisca, aproximadamente a partir del camino que conduce a la Fuente de la Lobera. Las coor
denadas de su base son: Longitud 0°56'13" y latitud 40°03'22"; las del techo son: Longitud 0°56'20" y Latitud 40°03'40". El tamaño de grano de las areniscas puede verse en la figura 14.

Muro: Cubierto, por cartografía se deduce que son yesos.

- 1.- 7,50 m de arcillas marrones.
- 2.- 1 m visible de areniscas con estratificación cruzada de gran escala.
- 3.- 15 m de arcillas marrones.
- 4.- 3 m de areniscas parcialmente cubiertas.
- 5.- 28,70 m de arcillas marrones.
- 6.- Paleocanal de 6 m de potencia con la siguiente secuencia de estructuras:
 - a) 3 m de estratificación cruzada de gran escala, de tipo surco, con sets entre 8 y 20 cm de potencia y con deformación hidroplástica. Hacia el S este coset pasa lateralmente a cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. La paleocorriente medida en las dunas tiene una dirección de 170° con sentido al S. La arena es de tamaño medio.
 - b) 3 m formados por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala algo inclinados hacia el N y que se acuñan hacia el S. La dirección de la paleocorriente medida en este tramo es de 10° con sentido al N. La arena es de tamaño medio.

7.- 6 m de arcillas marrones.

8.- 1,55 m de areniscas. No se ve la base. Presentan la siguiente secuencia de estructuras.

- a) 0,90 m con tres cosets superpuestos de estratificación cruzada de pequeña escala en arena fina. Entre los cosets hay algunos centímetros de limos. Está afectado por estructuras de escape de agua con fluidificación.
- b) 5 cm de limos. No se aprecia si tiene estructura interna.
- c) 0,60 m de arena fina con laminación paralela.

9.- 5,30 m de arcillas marrones.

10.- Paleocanal de 2,50 m de potencia. Las areniscas presentan las siguientes estructuras desde la base:

- a) 1,50 m de estratificación cruzada de gran escala de tipo surco, en arena de tamaño medio. La potencia de los sets oscila alrededor de los 15 cm. La paleocorriente es de 30°E con sentido al N. Está deformada por estructuras de escape de agua.
- b) 1 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala entre 10 y 30 cm de potencia.

Este paleocanal aflora algo más al S con 3,50 m de potencia y con cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, de ripples ascendentes hacia el S. Las superficies que limitan los cosets se inclinan al N.

COLUMNA DE LA FUENTE DE LA LOBERA

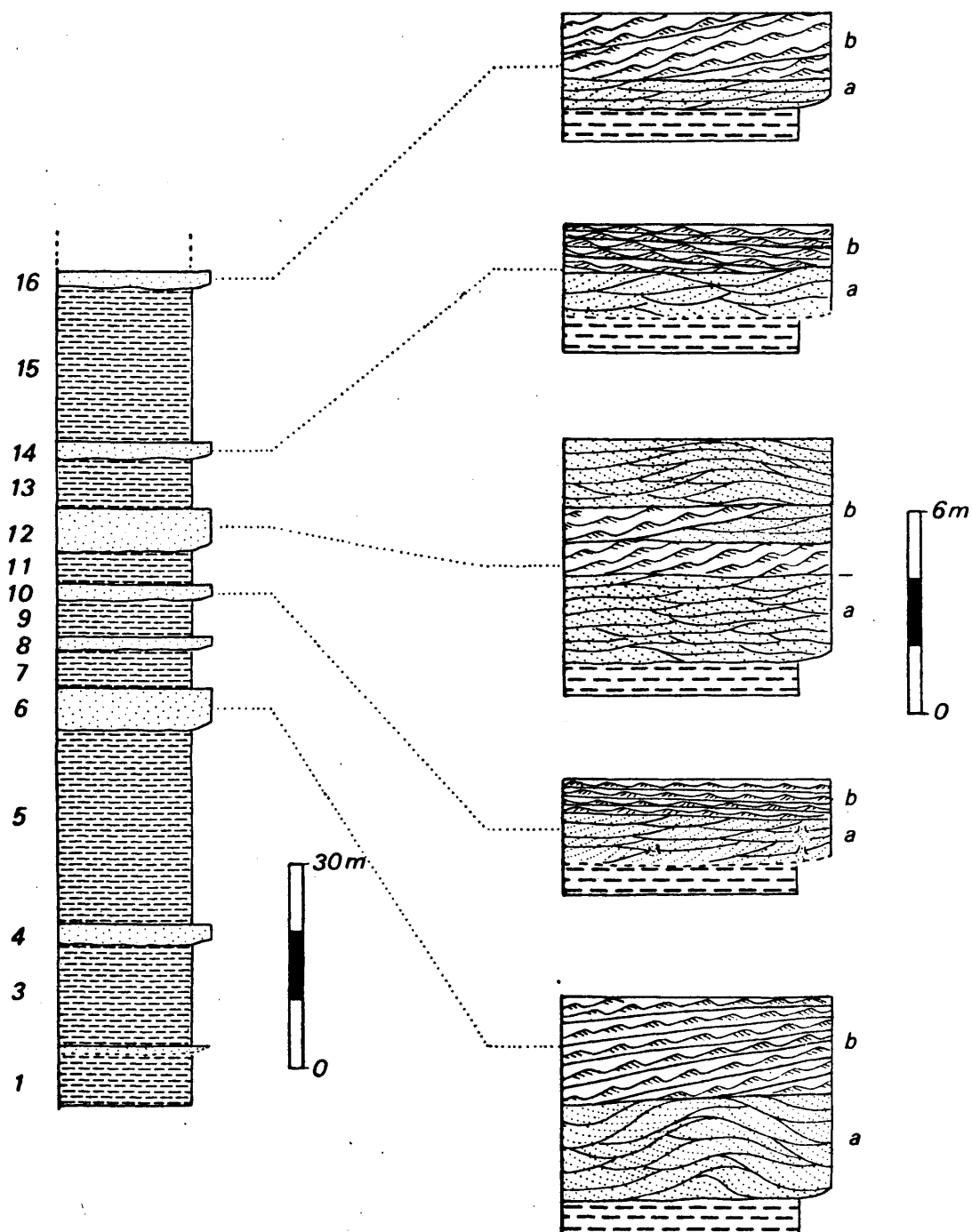


FIGURA 11

11.- 4,90 m de arcillas de color marrón algo limosas.

12.- Paleocanal sobre cicatriz erosiva y sin depósito de lag con 6,7- m de areniscas que presentan la siguiente secuencia:

- a) 2,70 m de areniscas de grano medio a grueso con estratificación cruzada de gran escala. Algunos de los sets son de arena gruesa y tienen cantos de caliza. Este coset presenta deformación hidroplástica.
- b) 4 m de alternancia de cosets de estratificación cruzada de pequeña y gran escala. Los cosets de estratificación cruzada de pequeña escala están formados por la migración de ripples ascendentes hacia el S. Los cosets de estratificación cruzada de gran escala también presentan sentido de paleocorriente al S. Al techo predominan las estructuras de gran escala, que presentan algo de deformación hidroplástica. En general las superficies que limitan los cosets se inclinan hacia el S, pero no siempre.

13.- 7 m de arcillas limosas marrones.

14.- Paleocanal de 2,70 m de potencia; no se ve la cicatriz de la base y la secuencia de relleno es la siguiente:

- a) 1.20 m de estratificación cruzada de gran escala en arena media, con deformación hidroplástica. La dirección de la paleocorriente es de 150°E con sentido al S pero presenta gran dispersión, algunos sets se dirigen al N.
- b) Sobre cicatriz de 1.50 m de arenisca de grano fino en cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, de 20 a 30 cm de potencia, que se acuñan hacia el N. Entre estos cosets hay intercalados niveles de limos de escasa potencia.

15.- 22.40 m de arcillas limosas marrones.

16.- 2.80 m de areniscas rellenando un paleocanal y formadas de muro a techo por la siguiente secuencia:

- a) 0.80 m de estratificación cruzada de gran escala con sets de alrededor de 8 cm de potencia media. La dirección de la paleocorriente es N-S con sentido al N.
- b) 2 m de estratificación cruzada de pequeña escala con ripples ascendentes hacia el S.

Esta serie es un tramo parcial de una unidad mayor. Las series de Loranca del Campo y Fuente Leona abarcan los niveles superiores que aquí no han sido descritos. Al igual que la serie de Vellisca 2, la sucesión de términos litológicos es homogénea y la descripción es la misma.

2.2.10.- Serie de Loranca del Campo (Figs. 3,9,12 y 14)

Las coordenadas de la base de esta serie son: Longitud $0^{\circ}57'37''$ y Latitud $40^{\circ}03'40''$; las de su techo son Longitud $0^{\circ}58'$ y Latitud $40^{\circ}03'57''$. Los seis primeros niveles que se describen están parcialmente cubiertos y no puedo describir los aspectos geométricos o de estructuras sedimentarias.

- 1.- 2 m de limo arcilloso marrón
- 2.- 0,80 m de arenisca de grano fino.
- 3.- 1 m de limos que se van haciendo arcillosos hacia el techo.
- 4.- 1,60 m de arenisca de grano fino. Tienen arcillas intercaladas.
- 5.- 2 m de limos arcillosos marrón claro.
- 6.- 1,60 m de areniscas de grano fino y limos en bancos irregulares alternando con arcillas limosas.
- 7.- 1,30 m de arcillas marrones hacia la base y rojas hacia el techo.
- 8.- 0,30 m de caliza blanca.
- 9.- 1,30 m de arcilla limosa de color marrón claro.
- 10.- Paleocanal de 0,80 m de potencia. Las areniscas tienen estratificación cruzada de pequeña escala, en cosets entre 15 y 5 cm de potencia

- 11.- 1,30 m de limos arcillosos.
- 12.- 0,20 m de arenisca. No está clara su estructura interna.
- 13.- 2,60 m de arcilla limosa de color marrón claro.
- 14.- 1 m de arenisca con cosets de estratificación cruzada de pequeña escala en arena media. Todo el nivel se ha deslizado parcialmente a favor de la pendiente y fracturado en bloques.
- 15.- 15 m de arcillas que son rojas hacia la base y de color marrón claro en el resto del nivel.
- 16.- 0,30, m de caliza gris.
- 17.- 3,50 m de arcilla limosa marrón claro.
- 18.- Paleocanal de 2,80 m de potencia, la arenisca se presenta en unidades que se inclinan predominantemente al N. Estas unidades cuya potencia oscila entre los 30 y 50 cm pueden estar formadas por uno o varios cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. En alguno de ellos se ven ripples ascendentes pero en la mayoría de ellos no se ve ni el sentido de estos ripples. El conjunto disminuye de potencia hacia el N progresivamente, donde además los cosets presentan estructuras de escape de agua, sobre todo deformación hidroplástica aunque también ha habido licuefacción.
- 19.- 2,10 m de arcilla limosa marrón.

- 20.- 0,65 m de caliza oquerosa de color gris.
- 21.- 20,60 m de arcilla masiva de color ocre.
- 22.- Paleocanal de 3 m de potencia. Su relleno está formado por areniscas de tamaño medio, en cosets de estratificación cruzada de pequeña escala con gran cantidad de estructuras de escape de agua, deformación hidroplástica y canales de fluidificación.
- 23.- 0,80 m cubiertos.
- 24.- Paleocanal de 0,70 m de potencia. Las areniscas son de tamaño de grano fino con estratificación cruzada de pequeña escala.
- 25.- 0,60 m de limo arcilloso de color amarillento.
- 26.- Paleocanal de 0,60 m de potencia. Su relleno está formado por arenisca de tamaño de grano fino, con estratificación cruzada de pequeña escala.
- 27.- 0,35 m de limo arcilloso de color pardo. Pasa gradualmente al nivel siguiente.
- 28.- 0,70 m de caliza oquerosa de color gris.
- 29.- Erosionando al nivel anterior hay un paleocanal de 0,10 a 0,40 m de potencia con arenisca de tamaño medio. No se aprecian las estructuras internas.

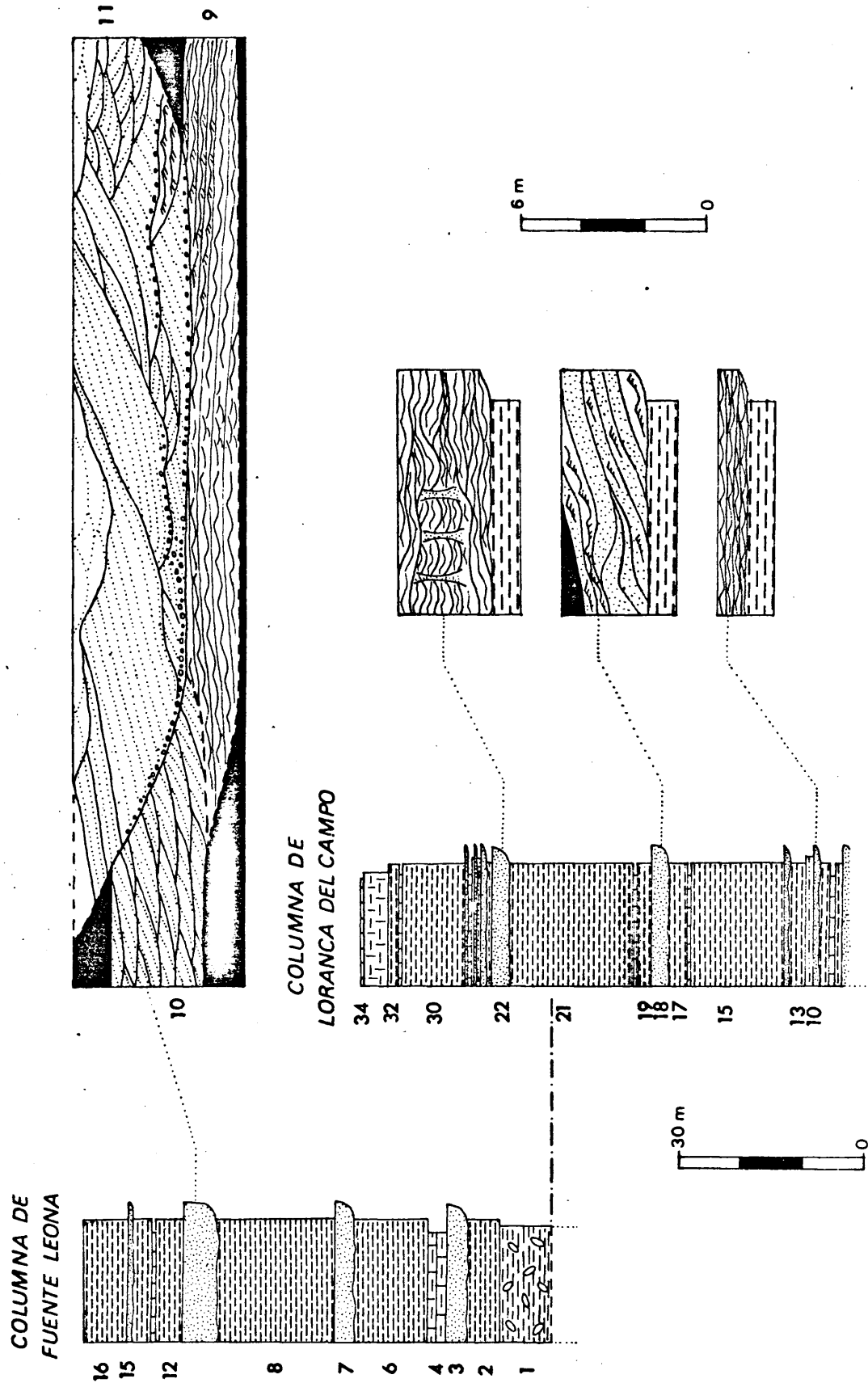


FIGURA 12

- 30.- 10.20 m de arcilla masiva de color marrón.
- 31.- 0,22 m de caliza oquerosa de color gris.
- 32.- 1.80 m de arcilla masiva de color marrón.
- 33.- 4,20 m de arcilla margosa, de color gris hacia su base y pardo hacia el techo.
- 34.- 0,30 m de caliza oquerosa de color gris.

2.2.11.- Serie de Fuente Leona (Figs. 3,12 y 14)

Esta serie es equivalente lateralmente a la descrita anteriormente. Está limitada por las siguientes coordenadas: base, Longitud 0°58'18" y Latitud 40°01'57"; techo, Longitud 0°58'58" y Latitud 40°02'.

- 1.- 8,40 m de arcillas con cristales de yeso lenticulares, aislados o formando rosas.
- 2.- 5,60 m de arcillas de color marrón claro.
- 3.- Paleocanal de 3,40 m de potencia, con arena gruesa y media, no se ven con claridad las estructuras. Tiene una paleocorriente de 90° de dirección con sentido al W.
- 4.- 2,80 m de margas blancas.
- 5.- 0,15 m de caliza oquerosa de textura esparítica.

- 6.- 12 m de arcillas de color marrón claro.
- 7.- Paleocanal de 3.50 m de potencia, con arena de tamaño medio. Las areniscas de su mitad superior presentan licuefacción. En la parte inferior también existe algo de licuefacción de la arena, pero pueden observarse también restos de estratificación cruzada de gran escala, con sets de aproximadamente 0.50 m de potencia hacia la base y que disminuyen de tamaño hacia el techo. La paleocorriente es de 160° al N.
- 8.- 19.60 m de arcillas de color marrón claro.
- 9.- Paleocanal de 2.80 m de potencia, no se ve su base. Está formado por cosets de estratificación cruzada de gran escala, de geometría convexa, en arena fina y limos.
- 10.- Erosionando este paleocanal, hacia el N existe otro de 3 m de potencia. Su relleno está constituido por estratificación cruzada de gran escala tipo surco, en sets de alrededor de 30 cm de potencia; el tamaño de los sets disminuye hacia el techo. La paleocorriente medida tiene un valor de 30° al E de dirección, con sentido al N.
- 11.- Erosionando a los dos anteriores existe otro paleocanal. Tiene un depósito de lag, formado por cantos blandos y fragmentos de travertinos, de mas de 10 cm de tamaño. La potencia total del paleocanal es de 3.75 m. Su relleno es bastante complejo: cosets de estratificación cruzada de

pequeña escala, sets y cosets de estratificación cruzada de gran escala, depósitos de lag en la base de algún coset y un gran set tabular. La disposición de todas estas facies puede verse en la figura 12.

- 12.- 4,20 m de arcilla de color rosado, blanco y amarillento, algo margosa.
- 13.- 0,90 m de caliza gris, de aspecto oqueroso. En corte fresco tiene un color amarillento; es muy porosa y contiene arena fina entre los poros.
- 14.- 3 m de arcillas de color rosado, blanco y amarillento.
- 15.- Paleocanal de 0,80 m de potencia. La arenisca está muy cementada por carbonatos.
- 16.- 7 m de arcilla de color marrón.

La figura 14 refleja los tamaños de grano de las areniscas de la serie de la Fuente de la Lobera, Loranca del Campo y Fuente Leona. Todas ellas de características litológicas semejantes.

2.2.12.- Serie de Carrascosa del Campo (Figs. 3,9,13 y 14)

Se ha realizado en tres etapas debido a que la serie está plegada. La primera de ellas practicamente empieza en la carretera que va de Carrascosa a Saelices; la segunda se realizó a partir de la carretera de Palomares del Campo, y la tercera a lo largo del camino de Yucarredonda. Las coordenadas de la base de cada tramo son: primero, Longitud $0^{\circ}57'$ y Latitud $40^{\circ}00'55''$; segundo, Longitud $0^{\circ}57'35''$ y Latitud $40^{\circ}00'50''$; y tercero, Longitud $0^{\circ}58'23''$ y Latitud $40^{\circ}00'24''$.

Muro: Son yesos que en este punto están cubiertos.

- 1.- 14 m de arcillas marrones parcialmente cubiertas.
- 2.- 3 m de arcillas marrones con cristales lenticulares de yeso. Estos cristales están formando rosas y constituyen mas del 50% de la composición del nivel.
- 3.- 0,30 m de margas grises.
- 4.- 4,80 m de arcillas marrones con cristales lenticulares de yeso.
- 5.- Paleocanal de 4 m de potencia con arenisca de grano grueso y cantos. En conjunto se ven mal las estructuras sedimentarias; aunque si se observa que son de gran escala hacia la base y de pequeña escala hacia el techo. La paleocorriente medida en los sets de estratificación cruzada de gran escala, situados hacia la base, tiene una dirección de 120° con sentido al N.

COLUMNA DE
CARRASCOSA DEL CAMPO

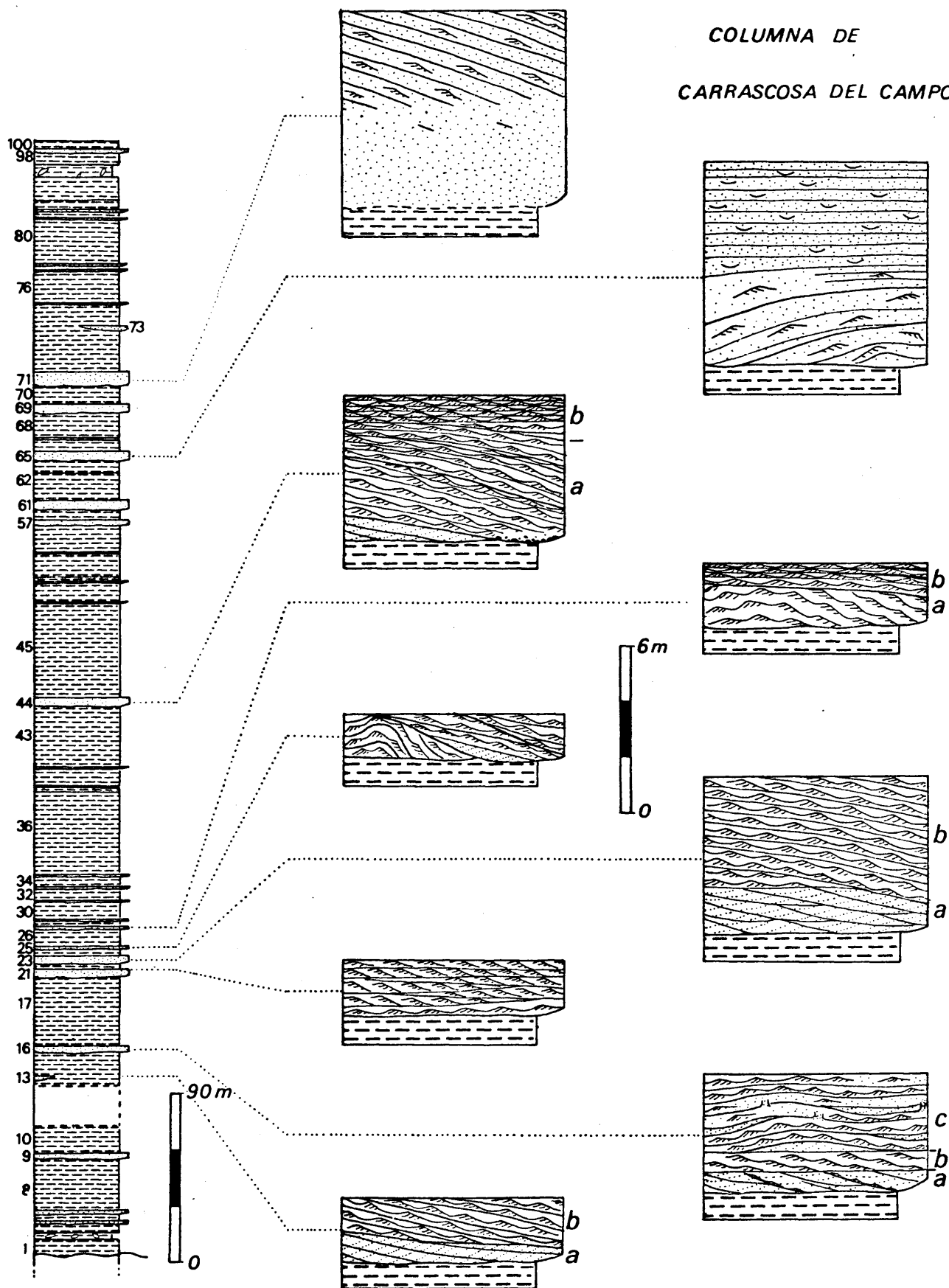


FIGURA 13

- 6.- 6,30 m de arcillas marrones.
- 7.- Paleocanal de 2 m de potencia con areniscas de tamaño grueso, que presentan una gran cantidad de estructuras de escape de agua. El escape de agua ha borrado completamente la estructura interna.
- 8.- 26,60 m de arcillas y arcillas limosas de color marrón.
- 9.- Paleocanal de 3,50 m de potencia, con arenisca de gran grueso y gravas. Las estructuras no están claras, como ocurría en el nivel 7.
- 10.- 14 m de arcillas marrones,
- 11.- 21 m de serie cubiertas por las obras del Trasvase Tajo-Segura.
- 12.- 1 m de arcillas de color marrón rojizo.
- 13.- 0,50 m de limos que se hacen arcillosos hacia el techo.
- 14.- 0,40 m de caliza gris.
- 15.- 10,80 m de arcillas marrones.

Lateralmente, al N, y al mismo nivel estratigráfico que 12:

- 12'. - 5,20 m de arcillas de color marrón rojizo masivas.

13'.- Paleocanal de 2,20 m de potencia. Las areniscas tiene la siguiente secuencia de estructuras:

- a) 1 m de estratificación cruzada de gran escala de dunas ascendentes. La potencia de los sets está comprendida entre 10 y 30 cm. La arena es de tamaño medio y la paleocorriente tiene una dirección de 130° con sentido al N.
- b) 1,20 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, inclinados hacia el S. La paleocorriente tiene una dirección de 140° con sentido al N.

16.- Paleocanal de 4 m de potencia, con areniscas de tamaño de grano medio. Las estructuras sedimentarias presentan la siguiente secuencia:

- a) 0,70 m de estratificación cruzada de gran escala formada por la migración de dunas algo ascendentes, con cosets de estratificación cruzada de pequeña escala intercalados y relacionados con la base de los sets de gran escala. Está afectado por estructuras de escape de agua. La paleocorriente es de 140° con sentido al N.
- b) 0,70 m de estratificación cruzada de pequeña escala en un único coset. Está formado por ripples algo ascendentes hacia el N.

- c) 2,50 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala alternando con sets aislados de gran escala. Esta unidad presenta gran cantidad de estructuras de escape de agua de todo tipo, deformación hidrolástica, fluidificación y licuefacción.

Hacia el N este paleocanal presenta una secuencia de relleno semejante, pero la paleocorriente tiene ahora una dirección comprendida entre 30 y 40° E con sentido al N.

- 17.- 35,80 m de arcillas y arcillas limosas, masivas y de color marrón.
- 18.- 0,42 m de alternancia de niveles de limos y arenas finas con estratificación cruzada de pequeña escala.
- 19.- 1 m de limos arcillosos masivos.
- 20.- 0,50 m de alternancia de arenas finas, con estratificación cruzada de pequeña escala, con limos arcillosos masivos.
- 21.- Paleocanal de 2,20 m de potencia, con arenisca de tamaño de grano medio. El relleno lo constituyen cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. La potencia media de los cosets es de 15 cm y sus límites tienen en general tendencia plano paralela, aunque son algo erosivos. Salvo en los 0,30 m basales, el resto de la estratificación cruzada de pequeña escala está formada por la migración de ripples ascendentes.

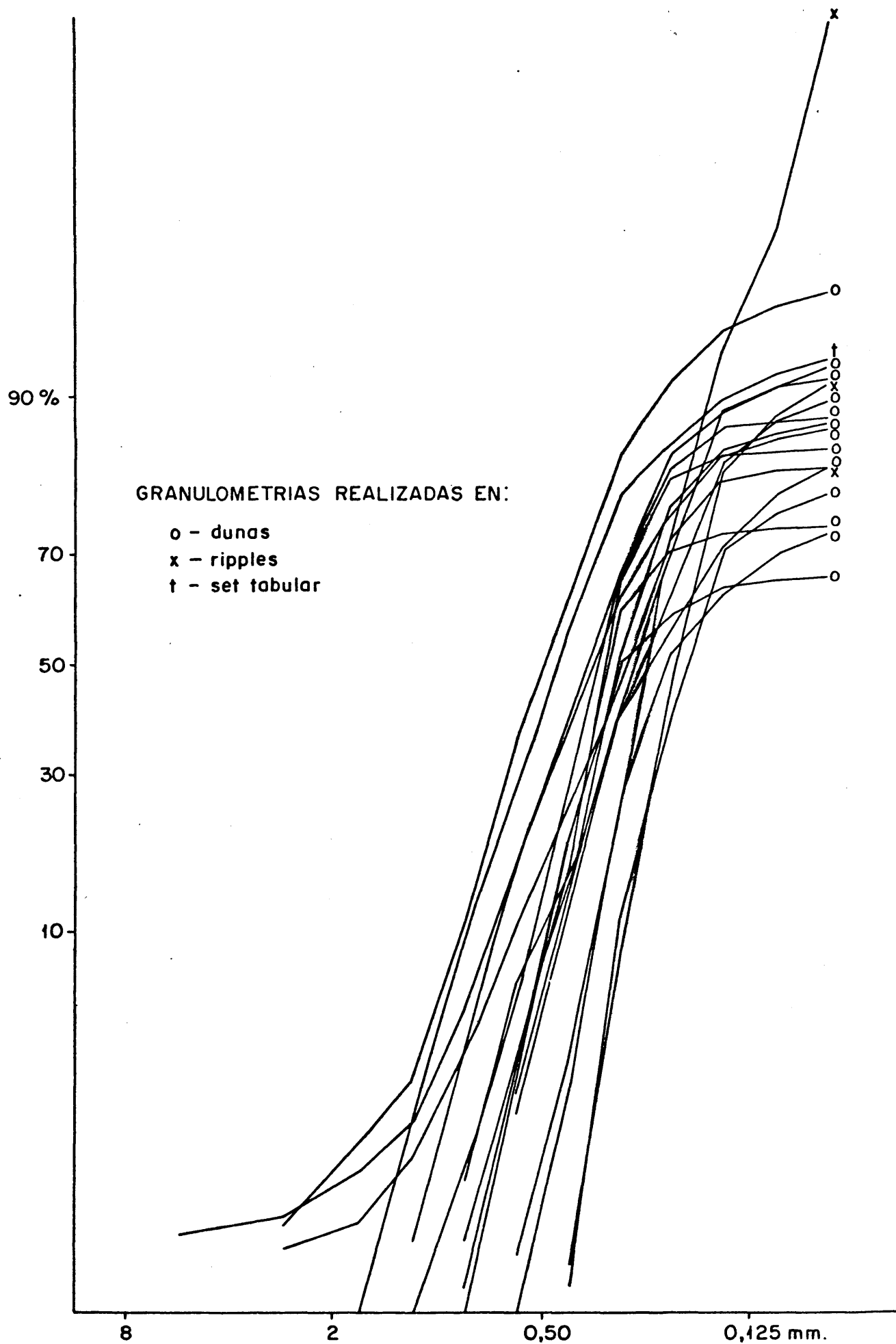


FIGURA 14.- Curvas acumuladas de las granulometrías realizadas en la serie de Carrascosa del Campo. Son arenas de tamaño medio a fino.

22.- 2,40 m de arcilla marrón.

23.- Paleocanal de 5,60 m de potencia relleno por areniscas de tamaño medio con la siguiente secuencia de estructuras:

- a) 1,50 m de cosets de estratificación cruzada de gran escala de dunas ascendentes, hacia el S son de pequeña escala. Los cosets se inclinan hacia el N, y su potencia oscila entre 40 y 10 cm.
- b) 4,10 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, en general de menor potencia que los anteriores, y formados por la migración de ripples ascendentes hacia el N.

En general los cosets pierden potencia hacia el N y presentan estructuras de escape de agua: deformación hidroplástica y canales de fluidificación. La paleocorriente tiene una dirección de 140°E y sentido al N.

24.- 2,80 m de arcillas marrones.

25.- Paleocanal de 1,60 m de potencia. Su relleno lo forman cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, separados por superficies bien marcadas e inclinadas al S. La estratificación cruzada está formada por la migración de ripples ascendentes. Está algo afectada por deformación hidroplástica.

26.-7 m de arcillas masivas de color marrón.

27.-Paleocanal de 2,20 m de potencia con areniscas de tamaño de grano fino. De muro a techo tiene las siguientes estructuras:

a) 1,50 m de estratificación cruzada de pequeña escala en un solo coset inclinado al S. Está afectado por deformación hidroplástica.

b) 0,70 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala en arena de tamaño fino y en limos. Están algo inclinados al S, y en este sentido tienen intercalados niveles de arcilla.

28.- 2,60 m de arcillas marrones.

29.- Paleocanal de 1,10 m de potencia; tiene gran cantidad de estructuras de escape de agua que han borrado las estructuras primarias.

30.- 8,40 m de arcillas masivas marrones.

31.- 0,50 m de areniscas. No se ven las estructuras internas.

32.- 5,60 m de arcillas masivas marrones.

33.- Paleocanal de 1,20 m de potencia. Las estructuras de escape de agua han borrado las estructuras primarias.

34.- 6,30 m de arcillas marrones.

- 35.- Paleocanal de 0,80 m de potencia. La arenisca debe haber sufrido unalicuefacción total porque su aspecto es masivo sin restos de estructuras internas.
- 36.- 46,20 m de arcillas marrones parcialmente cubiertas. Este nivel es fundamentalmente arcilloso, pero es posible que dentro de él exista algún nivel de otra litología.
- 37.- 0,30 m de limos. No se distinguen con claridad las estructuras.
- 38.- 2,80 m de arcillas limosas que gradualmente se transforman en arcillas. En la mitad superior hay intercalado un nivel, de 20 cm de potencia, de arcilla margosa.
- 39.- 0,17 m de caliza gris.
- 40.- 0,20 m de marga gris con fragmentos de gasterópodos.
- 41.- 3,50 m de arcillas masivas de color marrón.
- 42.- Paleocanal de 0,60 m de potencia. Su relleno lo forman areniscas de grano fino, con estratificación cruzada de pequeña escala en cosets de aproximadamente 20 cm de potencia. El afloramiento es pequeño y no deja ver el desarrollo lateral de estos cosets.

43.- 35 m de arcillas masivas marrones y bancos intercalados de caliza de color crema. Está parcialmente cubierto pero a 6 m de su techo se observa una alternancia de calizas y margas de 2,50 m de potencia.

44.- Paleocanal de 5,70 m de potencia. De muro a techo tiene la siguiente secuencia de relleno:

a) 2,90 m de arenisca de tamaño medio, en unidades de aproximadamente 90 cm de potencia, inclinadas hacia el S y apoyándose lateralmente unas sobre otras. Estas unidades pueden estar formadas por un solo coset de estratificación cruzada de gran escala, o por varios cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. En la base de una de estas unidades hay un depósito de lag formado por cantos blandos.

b) 2,80 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. La potencia de los cosets disminuye hacia el techo donde la media es de 10 cm. Son de arena fina y hay intercalados algunos niveles de limos. Estos cosets se acúan ligeramente hacia el NW. En esta misma dirección presenta estructuras de escape de agua de todo tipo.

45.- 53,20 m fundamentalmente de arcillas marrones. En su base hay un nivel de caliza gris de aproximadamente 20 cm de potencia. Dentro de este nivel probablemente existan más niveles calcáreos que han sido destruidos en superficie por el arado.

- 46.- 0,50 m de limos. Están cubiertos y no se ve ningún aspecto además de su litología.
- 47.- 1 m de limos arcillosos de color marrón claro.
- 48.- 4 m de arcillas marrones masivas. Hacia el techo se van haciendo progresivamente margosas, adoptando un color gris verdoso en corte fresco y blanco en el afloramiento
- 49.- 7 m de arcillas marrones.
- 50.- 0,60 m de arenisca de tamaño medio con estratificación cruzada de pequeña escala. No se distinguen bien los cosets.
- 51.- 3 m de arcillas marrones.
- 52.- 0,50 m de caliza gris.
- 53.- 8,50 m de arcillas marrones hacia la base y rojas hacia el techo.
- 54.- 0,40 m de arcilla margosa de color verde grisáceo.
- 55.- 0,05 m de caliza blanca.
- 56.- 14 m de arcillas marrones.
- 57.- Paleocanal de 4,20 m de potencia. Se ve estratificación cruzada de pequeña escala aunque no se identifican bien los cosets, probablemente debido a estructuras de escape de agua (licuafacción).

- 58.- 0,40 m de limos, no se identifican estructuras internas.
- 59.- 0,17 m de arena fina con estratificación cruzada de pequeña escala.
- 60.- 5,60 m de arcillas limosas hacia la base que pasan a arcillas de color pardo.
- 61.- Paleocanal de 5,70 m de potencia. Está algo cubierto pero se distinguen cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, con gran cantidad de estructuras de escape de agua de todo tipo: licuefacción, fluidificación y deformación hidrosplástica. Algunos cosets, deformados hidrolásticamente, llegan a estar verticales. Este paleocanal está atravesado por el camino que va a Palomares del Campo; al otro lado del camino tiene una secuencia semejante pero no puede describirse en detalle. La paleocorriente tiene una dirección de 130°E con sentido al N.
- 62.- 15,80 m de arcillas masivas de color pardo.
- 63.- 0,20cm de margas grises con fragmentos de conchas de gasterópodos.
- 64.- 7 m de arcillas limosas hacia la base, en el primer metro pasan a arcillas de color pardo. Hacia la mitad del nivel las arcillas son de color rojo.

- 65.- Paleocanal de 7,20 m de potencia. Hacia la base las areniscas forman unidades muy potentes inclinadas hacia el N y apoyadas unas sobre otras, con una potencia media de 1,50 m. Estas unidades están a su vez constituidas por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala con algo de deformación hidroplástica. Lateralmente y hacia el techo los cosets están separados por interestratos bien marcados y tienen una potencia de alrededor de 30 cm. De lejos todo el conjunto tiene una geometría convexa en lo que respecta a las superficies de acreción dentro del paleocanal.
- 66.- 5,80 m de arcilla marrón.
- 67.- 0,60 m de caliza gris con intercalación de niveles margosos.
- 68.- 12,60 m de arcilla algo limosa de color marrón claro.
- 69.- Paleocanal de 5,50 m de potencia. Las areniscas están muy deformadas por estructuras de escape de agua que han borrado parte de las estructuras sedimentarias primarias. Hacia la base todavía se conservan cosets de estratificación cruzada de gran escala en los que se ha medido la paleocorriente: 170°E con sentido al S y con una ligera dispersión alrededor de este valor.
- 70.- 8,40 m semicubiertos, constituidos en su mayor parte por arcillas pardas.

- 71.- Paleocanal de 8,50 m de potencia, Las areniscas tienen gran cantidad de estructuras de escape de agua, licuefacción y fluidificación, que han borrado las estructuras sedimentarias primarias.
- 72.- 23,80 m de arcillas marrones con niveles intercalados, muy delgados, de calizas y limos, y que en superficie se presentan fragmentados por el arado.
- 73.- Lateralmente y coincidiendo con el techo del nivel anterior hay un paleocanal de 7m de potencia del cual no se ve la base. Este paleocanal está relleno por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala inclinados hacia el E con potencias comprendidas entre 10 y 40 cm. Hacia la base, sin embargo, no se distinguen los cosets, probablemente debido a la licuefacción de las arenas por escape de agua.
- 74.- 12,60 m de arcillas marrones parcialmente cubiertas; con delgados niveles intercalados de calizas y limos, que se encuentran en superficie rotos por el arado.
- 75.- 0,80 m de areniscas. No se distinguen las estructuras.
- 76.- 16,80 m de arcillas marrones con delgados niveles centimétricos, intercalados, de calizas y limos, totalmente fragmentados en superficie.
- 77.- 0,50 m de arenisca, no se distinguen las estructuras.

- 78.- 1,50 m de arcillas, con nivel intercalado de caliza gris de 3 cm de potencia.
- 79.- Paleocanal de 2 m de potencia. Las areniscas tienen estratificación cruzada de gran escala, pero se distinguen mal los límites de los cosets probablemente debido a la licuefacción de las arenas.
- 80.- 23,80 m de arcillas marrones con niveles centimétricos intercalados de calizas y limos.
- 81.- 0,40 m de limos, no se ve claramente si tienen estructura interna.
- 82.- 1,50 m de arcillas de color marrón claro.
- 83.- 0,15 m de limos con estratificación cruzada de pequeña escala.
- 84.- 0,40 m de arcillas masivas de color marrón claro.
- 85.- 0,15 m de limos. No se aprecia la estructura interna.
- 86.- 0,60 m de arcilla limosa masiva, de color marrón claro.
- 87.- Paleocanal de 1,20 m, con areniscas de grano fino con estructuras de escape de agua: licuefacción y fluidificación. Hacia su techo todavía quedan restos de estratificación cruzada de pequeña escala.

- 88.- 1,50 m de arcilla marrón.
- 89.- 0,10 m de limos con estratificación cruzada de pequeña escala.
- 90.- 3 m de arcillas con cantos de limos.
- 91.- En paso gradual desde el nivel anterior 0,40 m de limos.
- 92.- 0,80 m de caliza. Hacia el techo pasa a margas y arcillas de colores rojo y verde en sentido vertical.
- 93.- 0,40 m de caliza gris en dos estratos separados por un nivel margoso irregular, de 5 a 8 cm de potencia.
- 94.- 10,80 m fundamentalmente arcillosos, de color marrón y con niveles intercalados de caliza de pocos cm de potencia.
- 95.- 10 m de arcillas rojas con cristales lenticulares de yeso que llegan a alcanzar 1 cm de diámetro.
- 96.- 2 m de arcillas rojas hacia la base y marrones hacia el techo.
- 97.- 0,50 m de margas grises.
- 98.- 5 m de arcillas de color marrón.

99.- Paleocanal de 2,60 m de potencia con areniscas de tamaño fino, con estructuras de escape de agua (licuefacción). No queda ningún resto de las estructuras sedimentarias primarias.

100.- 4,20 m de arcillas marrones.

101.- 0,15 m de caliza gris.

Esta serie es la más potente de las realizadas dentro de la unidad litoestratigráfica a la que pertenece. Es monótona en la distribución de sus litologías que son fundamentalmente dos, arcillas y areniscas, predominando las arcillas. Las areniscas son generalmente grises en superficie y amarillentas en corte fresco. La granulometría de las areniscas puede verse en la figura 14, en general se trata de arenas de tamaño medio y fino. Los niveles de caliza se describirán en otro capítulo más adelante.

2,2.13.- Serie de la Serrezuela (Figs.3,9 y 15)

Esta serie comienza donde termina la del Cerro Arenoso. Las coordenadas de su techo son: Longitud 2°44'17" y Latitud 39°58'

Muro Serie del Cerro Arenoso

1.- 4 m de arcillas marrones.

2.-Paleocanal de 0,80 m de potencia, con areniscas de grano fino. Los procesos de escape de agua han borrado parte de las estructuras internas,

sin embargo, al techo se distingue estratificación cruzada de pequeña escala.

- 3.- 2 m de arcilla marrón.
- 4.- Paleocanal de 0,80 m de potencia. La arenisca presenta estratificación cruzada de pequeña escala y licuefacción.
- 5.- 19 m de arcillas marrones.
- 6.- 0,35 m de caliza gris.
- 7.- 9,80 m de arcillas marrones.
- 8.- 0,25 m de limos.
- 9.- 3,80 m de arcillas con cristales lenticulares de yeso de 5 mm de diámetro. Las arcillas son en general de color marrón salvo en la mitad del nivel donde tienen un tono rojo.
- 10.- 0,20 m de caliza.
- 11.- 6,30 m de arcillas marrones.
- 12.- Paleocanal de 1,10 m de potencia, con arenisca de tamaño medio con superficies de acreción inclinadas hacia el S; pero en el interior de las unidades, separadas por estas superficies de acreción, las estructuras sedimentarias han sido borradas por la licuefacción de la arena.

COLUMNA DE
LA SERREZUELA

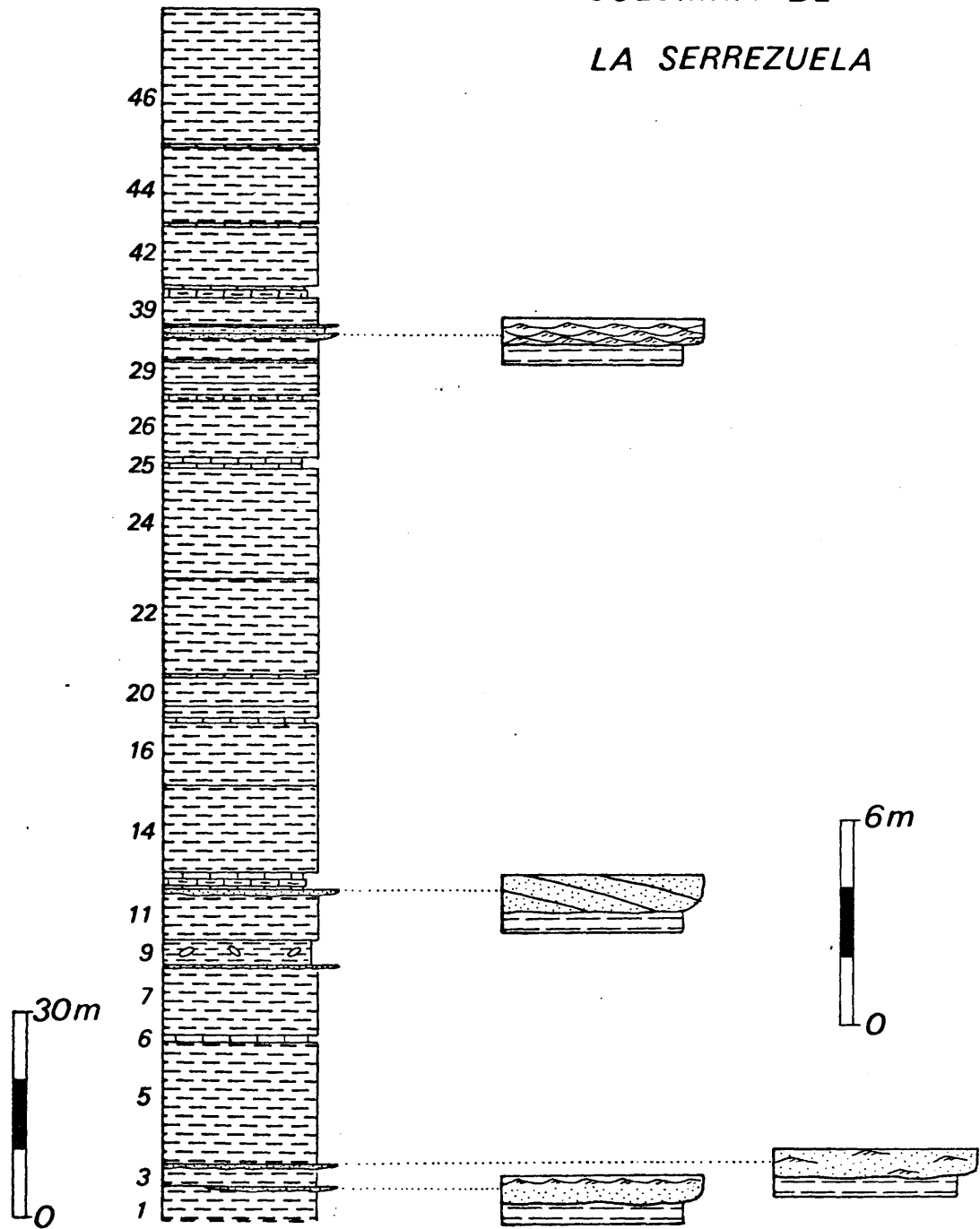


FIGURA 15

- 13.- 2,60 m de alternancia de margas y calizas. Los niveles de caliza son en total tres. Las calizas son de color gris y las margas de color crema.
- 14.- 12,60 m de arcillas marrones con niveles muy finos, centimétricos, de calizas y margas, que en superficie están muy fragmentados.
- 15.- 0,08 m de caliza gris.
- 16.- 9,10 m de arcillas marrones. Hacia su mitad superior hay un nivel de limos intercalado, pero está muy cubierto y su potencia es desconocida.
- 17.- 0,40 m de caliza gris, estratificada. Los planos de estratificación tienen límites irregulares.
- 18.- 2 m de arcilla marrón.
- 19.- 0,15 m de caliza blanca.
- 20.- 4,20 m de arcilla marrón.
- 21.- 0,20 m de caliza gris, en capas de 2 a 3 cm de espesor que lateralmente es variable.
- 22.- 15,40m de arcillas marrones con niveles centimétricos, intercalados, de calizas y margas.
- 23.- 0,12 m de caliza gris.
- 24.- 16,10 m de arcillas marrones. Los dos últimos metros son margosos.

- 25.- 1,50 m de caliza gris, estratificada en bancos de 20 a 30 cm de potencia.
- 26.- 8,40 m de arcillas marrones con niveles interca lados de caliza de pocos centímetros de espesor.
- 27.- 1,20 m de margas grises.
- 28.- 0,08 m de caliza blanca.
- 29.- 1,80 m de arcilla marrón hacia la base, y que en sentido vertical se transforma en marga gris desde la mitad del nivel.
- 30.- 0,10 m de caliza gris.
- 31.- 2,80 m de arcilla marrón con un nivel intercala- do de limos. Este nivel está parcialmente cubier to.
- 32.- 0,05 m de caliza gris.
- 33.- 0,20 m de margas.
- 34.- 0,07 m de caliza gris.
- 35.- 3,40 m de arcilla masiva de color marrón.
- 36.- 0,80 m de arenisca de grano fino con estratifi- cación cruzada de pequeña escala.
- 37.- 0,80 m de limos parcialmente cubiertos.

- 38.- 0,30 m de arenisca de tamaño medio. No se ven claramente las estructuras internas.
- 39.- 4,30 m de arcilla limosa de color marrón claro hacia la base y marrón oscuro hacia el techo.
- 40.- 1,50 m de margas grises hacia la base y blancas hacia el techo.
- 41.- 0,50 m de caliza gris, estratificada.
- 42.- 9 m de arcillas margosas de color crema. Hacia la base el color es gris oscuro.
- 43.- 0,60 m de caliza gris, estratificada.
- 44.- 11,20 m de arcilla marrón. Se hace margosa y de color crema en los dos últimos metros.
- 45.- 0,20 m de caliza en una sola capa que está fragmentada.
- 46.- 23,80 m de arcillas marrones con niveles de escasa potencia de calizas y margas.

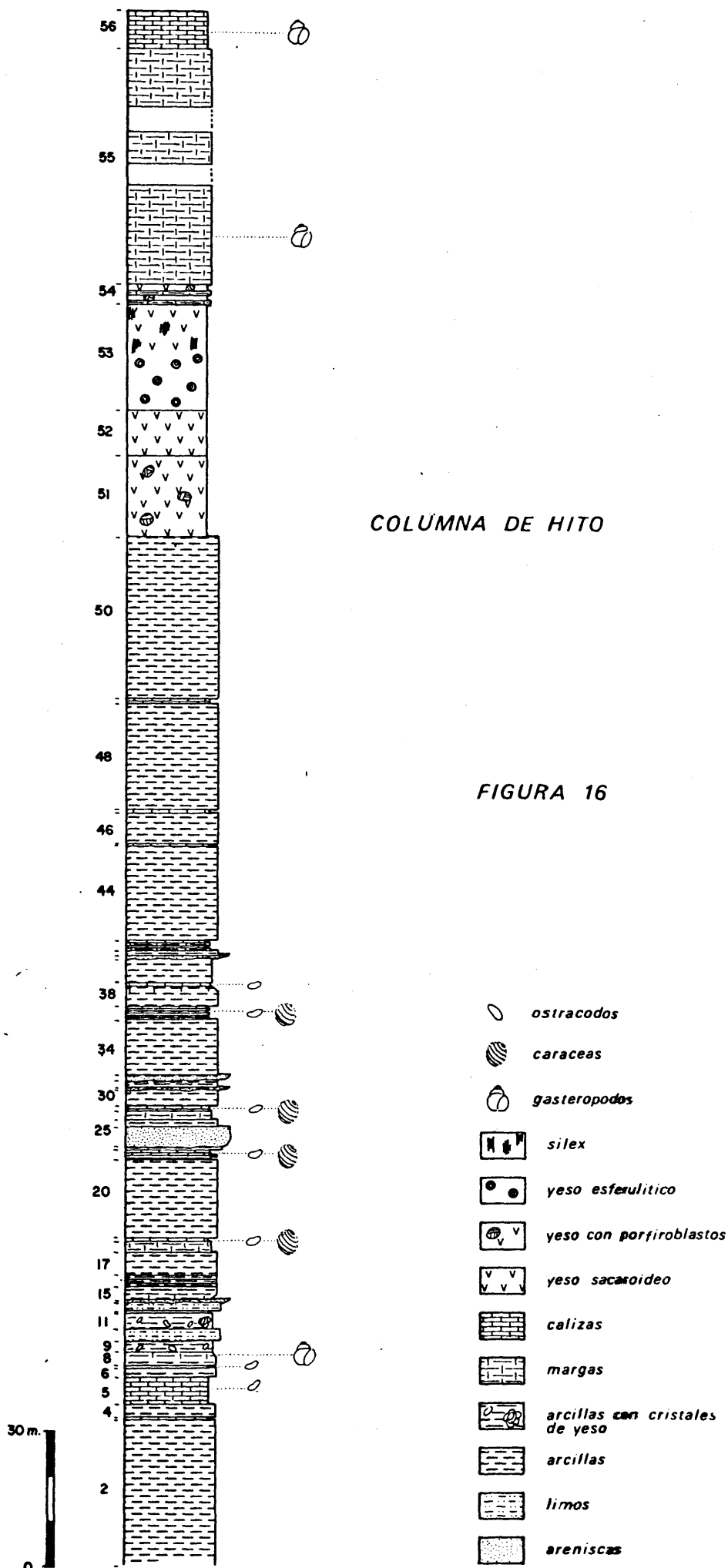
En esta serie sólo están representados los materiales de la parte superior de la de Carrascosa del Campo. Esto se debe a que esta unidad es transgresiva y sólo está representada su parte superior. Es notable también la disminución de las areniscas, sobre todo hacia su techo, con relación a la serie de Carrascosa del Campo 1. Hacia el S disminuye notablemente de potencia pero no se ha podido obtener una serie por estar cubierta.

2.2.14.- Serie de Hito (Figs. 3 y 16)

Está compuesta de dos partes. La primera de ellas la he obtenido cerca del pueblo de Hito y sus coordenadas son: Longitud 0°56'20" y Latitud 39°51'30"; techo 0°57'45" y Latitud 39°51'35". El resto de la serie se hizo en el Cerro de las Brujas, las coordenadas de la base son: Longitud 0°59'10" y Latitud 39°54'35".

- 1.- 0,10 m de caliza gris.
- 2.- 32,50 m de arcillas. Este nivel está bastante cubierto.
- 3.- 0,40 m de caliza gris oquerosa.
- 4.- 3,20 m de arcillas marrones.
- 5.- 6 m de calizas grises tableadas, en su interior tienen laminaciones irregulares. Entre las capas de caliza hay intercalaciones margosas de color rosado de 2 a 4 cm de potencia.
- 6.- 2,20 m de arcillas masivas, de color marrón claro.
- 7.- 0,30 m de caliza gris algo oquerosa.
- 8.- 3,20 m de arcillas rojas. Hacia el techo se hacen margosas y de color gris, y tienen fragmentos de conchas de gasterópodos.

- 9.- 2,40 m de arcillas marrones, con cristales len
ticulares de yeso de alrededor de 5 mm de diá-
metro, aislados o en agregados (rosas).
- 10.- 2,50 m de arcillas limosas de color pardo claro
y con yeso. El eje mayor de los cristales, acicu
lares, de yeso está dispuesto horizontalmente.
- 11.- 3,60 m de arcillas marrones con cristales lenti
culares de yeso de alrededor de 5 mm de diáme-
tro, en cristales individuales y en rosas.
- 12.- 0,60 m de alternancia de calizas, margas y arci
llas, en niveles entre 6 cm y pocos milímetros.
- 13.- 2 m de arcilla limosa de color marrón oscuro
- 14.- 0,40 m de arena fina con estratificación cruza-
da de pequeña escala.
Lateralmente se corresponde con un paleocanal
de 5,10 m de potencia con areniscas de tamaño
medio y estratificación cruzada de gran esca-
la, de tipo surco, con sets entre 0,50 y 1 m de
potencia.
- 15.- 2,80 m de arcillas rojas, margosas hacia su base
y con yeso fibroso, semejante al descrito en el
nivel 10.
- 16.- 2,50 m de alternancia de arcillas rojas y are-
nas finas grises con estratificación cruzada de
pequeña escala. Los niveles de arenas tienen po
tencias comprendidas entre 1 y 10 cm. Los de ar
cilla son más potentes.



- 17.- 5 m de arcillas marrones.
- 18.- 2,50 m de margas blancas.
- 19.- 0,40 m de caliza gris, con estratificación irregular y discontinua.
- 20.- 17,20 m de arcillas rojas parcialmente cubiertas.
- 21.- 0,30 m de caliza rosada.
- 22.- 0,70 m de arcillas pardas.
- 23.- 1,30 m de caliza rosada.
- 24.- 0,50 m de limo arcilloso de color pardo.
- 25.- Paleocanal de 5 m de potencia con areniscas de grano grueso. Las arenas tienen licuefacción y deformación hidroplástica que han borrado totalmente las estructuras sedimentarias.
- 26.- 1,40 m de arcilla marrón.
- 27.- 1,80 m de margas de color pardo claro.
- 28.- 0,50 m de caliza rosada.
- 29.- 0,80 m de caliza de color gris claro, con estratificación irregular y discontinua. Tienen intercalados, niveles margosos de pocos centímetros. Hacia el S las intercalaciones margosas son mas potentes.

- 30.- 3,50 m de arcilla marrón.
- 31.- 0,50 m de limos grises con estratificación cruzada de pequeña escala. No se ve la base de este nivel y el afloramiento es muy pequeño.
- 32.- 1,50 m de arcilla marrón.
- 33.- 1 m de arenas finas con estratificación cruzada de pequeña escala. El afloramiento es pequeño y no se ve la base.
- 34.- 12,60 m de arcillas marrones, los últimos 20 metros son de color verde.
- 35.- 2 m de calizas de color gris claro y margas blancas con estratificación irregular, en niveles con una potencia comprendida entre 8 y 20 cm
- 36.- 0,50 m de margas rosadas y blancas, con cantos de arcillas moradas.
- 37.- 0,50 m de alternancia de calizas blancas y margas de color gris claro. Es semejante al nivel 35.-
- 38.- 4,50 m de arcillas marrones. Hacia el techo pasan a margas grises.
- 39.- 0,80 m de calizas grises tableadas.
- 40.- 5,60 m de margas arcillosas de color marrón claro.

- 41.- 0,90 m de arenisca. El afloramiento es muy pequeño.
- 42.- 1 m de arcillas limosas de color pardo.
- 43.- 2,10 m de calizas, grises y blancas, y margas, rosadas y grises. La estratificación es irregular y discontinua. La potencia de las capas oscila entre 10 y 40 cm.
- 44.- 21 m de arcillas marrones.
- 45.- 0,50 m de caliza gris.
- 46.- 7 m de arcillas rojas.
- 47.- Aproximadamente 0.50 m de caliza gris; esta semicubierta.
- 48.- 24 m de arcillas rojas.
- 49.- 1 m de calizas grises tableadas.
- 50.- 36 m de arcillas con algún nivel de calizas intercalado.
- Con el siguiente nivel se inicia el tramo de serie del Cerro de las Brujas.
- 51.- 17,80 m de yesos blancos sacaroideos con grandes porfiroblastos de yeso. También hay en la matriz de yeso sacaroideo porfiroblastos más pequeños.

- 52.- 9,80 m de yeso blanco sacaroides. En superficie tiene aspecto noduloso.
- 53.- 23,20 m de yeso blanco. En la primera mitad del nivel la textura es esferulítica, en el resto es sacaroides con grandes nódulos de sílex formados por tubos verticales o subverticales enlazados entre sí.
- 54.- 4 m de alternancia de margas de color crema y yeso blanco, sacaroides a alabastrino, con nódulos de sílex. La alternancia se presenta en grandes bancos.
- 55.- 3,20 m de margas blancas.
- 56.- 1,30 m de yeso blanco sacaroides con grandes cristales de yeso, semejantes a los descritos en el nivel 51.-
- 57.- 22,40 m de margas de color crema. Hacia la mitad del nivel tienen fragmentos de conchas de gasterópodos. En el techo son yesíferas.
- 58.- 31,50 m de margas de color crema. Están parcialmente cubiertas
- 59.- 8 metros de calizas grises, estratificadas en grandes bancos. Hay moldes de gasterópodos.

Esta serie presenta un cambio lateral de facies notable con respecto a las anteriores, con disminución de canales y aumento de evaporitas. En ella además se identifican claramente tres tramos. El primero desde la base hasta el nivel

50, formado principalmente por arcillas, calizas y areniscas. El segundo, yesífero, abarca los niveles 50,51 y 52. Y por último un tramo margoso calcáreo que termina en la cima del Cerro de las Brujas.

2.2.15.- Serie de Zafra de Záncara 1 (Figs. 3,9,17 y 19 y foto 2)

El muro de esta serie aflora en la carretera que va de Zafra de Záncara a Torrebuçeit, pero se realiza un poco más al S, a partir de las coordenadas de Longitud 1°08'17" y Latitud 39°53'48". El techo es el Cerro de Cabra Coja. Los tamaños de las arenas están reflejados en la figura 19.

Muro: Arcillas conyeso.

- 1.- Areniscas de escasa potencia que dan un pequeño resalte topográfico pero que no afloran.
- 2.- 23.80 m de arcillas marrones.
- 3.- Paleocanal de 1 m de potencia con estratificación cruzada de gran escala en arena de tamaño medio. Las relaciones entre los cosets no se ven claramente.
- 4.- 29,40 m de arcillas marrones.

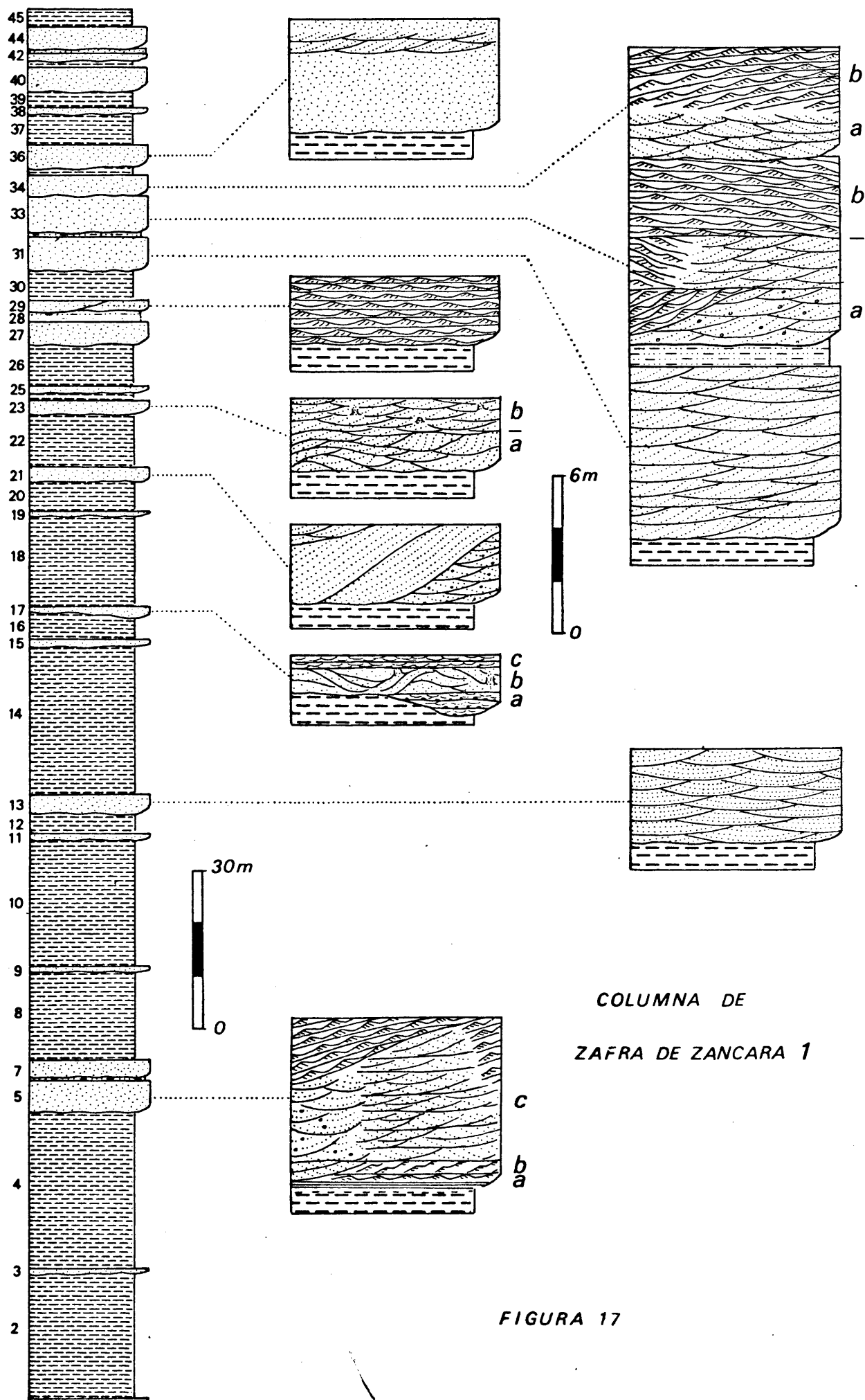
5.- Paleocanal con una potencia aproximada de 6,40 m. No se ve la base y presenta la siguiente secuencia de estructuras en arena, en general, de tamaño medio a fino:

- a) 0,50 m formados por laminación paralela y estratificación cruzada de pequeña escala al techo. Está limitado por una cicatriz plana.
- b) 0,50 m de estratificación cruzada de pequeña escala, de ripples ascendentes, y estratificación cruzada de gran escala, de dunas ascendentes, por encima de la anterior en el sentido opuesto a la paleocorriente.
- c) 5,40 m de cosets de estratificación cruzada de gran escala casi planar hacia la mitad inferior. La potencia de los cosets está comprendida entre 0.30 y 1 m y la de los sets, que disminuye hacia el techo, llega a ser de 8 cm. La paleocorriente tiene 40°E de dirección y sentido al E. Lateralmente, en el sentido de la paleocorriente, son cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, de potencia variable, con deformación hidrop lástica y licuefacción al techo. Los cosets tiene límites plano-paralelos y están ligeramente inclinados al N.

Lateralmente, hacia el W, este último nivel está formado de muro a techo por 3 m de estratificación cruzada de gran escala, tipo surco, con sets de alrededor de 40 cm, en arena de tamaño grueso con cantos blandos, de cuarcita y de caliza. La paleocorriente tiene una gran dispersión, comprendida entre 0° y 150° E de dirección con sentido al N. En la

mitad superior los sets tienen espesor menor, son ascendentes, no contienen cantos y la paleocorriente es de 60° con sentido al N. En los 2,40 m restantes hay cosets de estratificación cruzada de pequeña escala de alrededor 20 cm de potencia e inclinados en sentido contrario al de migración de las dunas.

- 6.- 0,50 m de limos cubiertos.
- 7.- Paleocanal de 3,20 m de potencia, con arenisca de tamaño grueso. Presenta una gran cantidad de estructuras de escape de agua, pero aún quedan restos de estratificación cruzada de gran escala donde se ha medido una paleocorriente de 120° de dirección con sentido al N.
- 8.- 16,80 m de arcillas marrones.
- 9.- Paleocanal de aproximadamente 1 m de potencia y que no aflora pero da un resalte que permite su identificación.
- 10.- 23,80 m de arcillas marrones.
- 11.- Paleocanal de 1.20 m de potencia con arena de tamaño medio a grueso, con cantos dispersos. Es tá algo cubierto y tiene deformación hidroplástica; ambos hechos impiden la descripción de las estructuras.
- 12.- 3,80 m de arcillas marrones.



- 13.- Paleocanal de 3,60 m de potencia formado por areniscas de tamaño medio a grueso, con estratificación cruzada de gran escala de tipo surco. La potencia de los sets es muy variable, está comprendida entre 5 y 80 cm. La paleocorriente tiene una dirección N-S con sentido al N.
- 14.- 28 m de arcillas marrones.
- 15.- Paleocanal de 1,40 m de potencia. La arenisca está licuefactada.
- 16.- 4,20 m de arcillas.
- 17.- Paleocanal de 2,20 m de potencia máxima. Tiene la siguiente secuencia de relleno, en arena de tamaño medio:
- a) 0,80 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala con 20 cm de potencia media. En la base de los cosets hay cantos blancos, de cuarcita y de caliza.
 - b) 0,90 m de estratificación cruzada de gran escala con licuefacción, fluidificación y deformación hidrosplástica.
 - c) 0,50 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala.
- 18.- 17,60 m de arcillas y arcillas limosas, parcialmente cubiertas.
- 19.- Paleocanal de 1,20 m de potencia y con licuefacción total de la arena.

20.- 5,60 m de arcillas marrones.

21.- Paleocanal de 3 m de potencia. Está relleno en primer lugar por un coset de estratificación cruzada de gran escala de dunas algo ascendentes hacia el S. La potencia de los sets es de 25 cm y contienen gran cantidad de cantos blandos. La paleocorriente tiene una dirección de 100°E con sentido al S. Sobre este coset se apoya erosivamente un set tabular de 3 m de potencia, con láminas inclinadas al N y superficies de reactivación. Este set tabular es en parte erosionado en el sentido de su paleocorriente, y sobre él se apoya un coset de estratificación cruzada de gran escala de 80 cm de potencia y con una paleocorriente algo oblicua, hacia el E, con relación al set tabular subyacente.

22.- 9,80 m de arcillas marrones.

23.- Paleocanal de 2,80 m de potencia aproximada, su base no aflora. Tiene la siguiente secuencia de estructuras:

- a) 1,40 m de estratificación cruzada de gran escala. La potencia de los sets oscila entre 10 y 40 cm. Presenta deformación hidroplástica. La paleocorriente tiene una dirección de 140°E con sentido al N.
- b) 1,40 m de estratificación cruzada de gran escala. La cicatriz que separa este nivel del anterior erosiona la deformación hidroplástica de aquel pero a su vez, lateralmente, está

afectado por ella. Tiene algo de licuefacción y de fluidificación a pequeña escala.

24.- 1,20 m de arcillas limosas.

25.- 1,50 m de areniscas de tamaño medio. Rellenan un paleocanal que aumenta de potencia hacia el N. Está muy afectado por estructuras de escape de agua, que han borrado en parte las estructuras primarias. La mitad inferior del relleno está formada por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. La mitad superior tiene cosets de estratificación cruzada de gran escala con potencias de sets comprendidas entre 8 y 30 cm. Estos sets tiene ripples en la base. La paleocorriente es de 120° con sentido al N.

26.- 7,60 m de arcillas marrones.

27.- Paleocanal de 4,50 m de potencia. Las areniscas tienen deformación hidrosplástica y fluidificación. Se ha podido medir la corriente que tiene una dirección de 100°E con sentido al N.

28.- 1,60 m cubiertos. Hacia el techo son limos.

29.- Paleocanal de 2,60 m de potencia con areniscas de tamaño medio, rubefactadas, con deformación hidrosplástica y fluidificación. Lateralmente, hacia el NW, es erosionado por otro canal en el que hay areniscas de grano fino con cosets de estratificación cruzada de pequeña escala de alrededor de 20 cm de potencia, algo erosivos y planares.

30.- 5,60 m de arcillas de color rojizo.

31.- Paleocanal de 6,30 m de potencia, relleno por arena gruesa y cantos, con estratificación cruzada de gran escala de surco. La potencia de los sets es de alrededor de 30 cm.

32.- 0.80 m de limos cubiertos.

33.- Paleocanal de 7 m de potencia con la siguiente secuencia de relleno:

a) 4 m de estratificación cruzada de gran escala de tipo surco. La potencia de los sets es de alrededor de 30 cm. En su mitad inferior tiene muchos cantos de cuarcita y estructuras de escape de agua. La paleocorriente tiene una dirección de $110^{\circ}E$ con sentido al N. Lateralmente hacia el N se distinguen dos bed sets formados por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, planar, el inferior algo inclinado hacia el N y el superior con las capas algo inclinadas al S. En el superior hay sets de gran escala intercalados, de 20 cm de potencia. Los cosets, capas o beds, tiene una potencia comprendida entre 10 y 45 cm, están formados por ripples ascendentes y están afectados por deformación hidroplástica y licuefacción.

b) 3 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala con la misma dirección de paleocorriente. Los cosets tienen una potencia media de 10 cm.

34.- Erosionando ligeramente al paleocanal anterior, se apoya un nuevo paleocanal de 4.10 m de potencia. Está relleno de muro a techo por:

a) 1,50 m de estratificación cruzada de gran escala de tipo surco; la potencia de los sets es de alrededor de 10 cm. La paleocorriente tiene una dirección N-S con sentido al S.

b) 2,60 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, con sentido de la paleocorriente hacia el S. Los cosets están inclinados ligeramente al N y su potencia está comprendida entre 10 y 50 cm.

35.- 1,30 m de arcillas marrones.

36.- Paleocanal de 4,30 m de potencia. Las arenas de los 3 m inferiores del relleno están completamente licuefactadas. El resto son cosets de estratificación cruzada de pequeña escala hasta los últimos 50 cm, que también están licuefactados.

37.- 5,60 m de arcillas de color marrón.

38.- Paleocanal de 1,20 m de potencia con licuefacción, quedan todavía señales de estratificación cruzada de pequeña escala.

39.- 3 m de arcillas de color marrón.

40.- Paleocanal de 4,60 m de potencia, relleno por arena media con estratificación cruzada de gran escala, tipo surco, con sets de potencias comprendidas entre 8 y 40 cm y paleocorriente con una dirección de 110°E con sentido al N. En los últimos 80 cm la arenisca está licuefactada.

- 41.- 1.20 m de arcillas de color marrón.
- 42.- Paleocanal de 1.60 m de potencia, con areniscas de tamaño grueso fluidificadas.
- 43.- 0.80 m de cosets de limos y arena fina con estratificación cruzada de pequeña escala.
- 44.- Paleocanal de 4.20 m de potencia. Sólo son visibles las estructuras de la mitad inferior donde se distinguen cosets de estratificación cruzada de gran escala, tipo surco. El resto de las arenas del relleno están licuefactadas.
- 45.- 3.50 m de arcillas.

Esta serie es homogénea en la sucesión de términos litológicos, quizás los paleocanales aumentan ligeramente hacía el techo. Las arcillas son en general masivas. Las areniscas tienen un color gris en superficie y amarillento en corte fresco. Aumenta notablemente de potencia hacia el S.

2.2.16.- Serie de Zafra de Záncara 2 (Figs. 3,9,18 y 19)

Está desplazada más al S que la anterior, a corta distancia de aquella. No he hecho granulometrías de esta serie, por estar de sobre representado el tamaño de las arenas con las obtenidas para la serie de Zafra de Záncara 1. Se ha realizados en tres tramos comprendidos entre las siguientes coordenadas: Primer Tramo, base, Longitud 1°10' y Latitud 39° 53'30"; techo Longitud 1°10'25" y Latitud 39°54'18";segundo tramo, base, Longitud 1°09'52" y Latitud 39°54'43",techo Long

gitud 1°09'56" y Latitud 39°54'50"; tercer tramo, base, Longitud 1°10'30" y Latitud 39°54'45"; techo, Longitud 1°11'11" y Latitud 39°54'45".

- 1.- 25 m de arcillas.
- 2.- Areniscas cubiertas.
- 3.- 37,80 m fundamentalmente arcillosos, de color marrón. Es probable que incluya algún nivel de composición diferente, pero se trata de un campo de labor y no es posible su observación detallada.
- 4.- Paleocanal de 2,60 m de potencia, con areniscas de tamaño medio a grueso. No tiene depósito de lag. Está formado por cosets de estratificación cruzada de gran escala de tipo planar. Los cosets están limitados por superficies plano-paralelas, su potencia es de alrededor de 50 cm. El coset más inferior del relleno está formado por dunas ascendentes que se resuelven en el sentido de la paleocorriente en un único set. La paleocorriente tiene una dirección de 130°E y un sentido al N.
- 5.- 16,80 m de arcillas marrones.
- 6.- Paleocanal de 5,60 m de potencia, con arenisca de tamaño medio a grueso y cantos de cuarcita dispersos en las láminas de los sets. No tiene depósito de lag. Tiene la siguiente secuencia de estructuras:

- a) 2 m de estratificación cruzada de gran escala. tipo surco. Los sets tienen láminas tangenciales a la base y tienen una potencia media de 30 cm.
- b) Coset de 80 cm de potencia, con estratificación cruzada de pequeña escala de tipo surco. Está formado por ripples ascendentes hacia el N. En el sentido de la paleocorriente está erosionado, y sobre él se apoya un set con láminas inclinadas hacia el N y con superficies de reactivación.
- c) Coset de estratificación cruzada de pequeña escala, de tipo surco. Tiene 30 cm de potencia.
- d) 1 m de grandes sets que se depositaron unos sobre otros en el sentido de la paleocorriente. Las láminas se inclinan hacia el S y están afectadas por deformación hidroplástica.
- e) Sobre los sets ya descritos se apoya otro de 1 m de potencia, también con deformación hidroplástica.
- f) 0,80 m de estratificación cruzada de gran escala, con canales de fluidificación y deformación hidroplástica.

7.- 4 m de arcillas marrones.

- 8.- Paleocanal de 1,30 m de potencia con arenisca de tamaño medio. Está relleno por una alternancia de estratificación cruzada de pequeña escala y laminación paralela.
- 9.- 2,80 m de arcillas. Lateralmente hacia el N que dan dos pequeños paleocanales intercalados.
- 10.- Paleocanal de aproximadamente 0.80 m de potencia. No se ve su base. La arenisca es de tamaño fino con estratificación cruzada de pequeña escala.
- 11.- 2,20 m de arcillas marrones.
- 12.- paleocanal de 1 m de potencia con arenisca de tamaño medio y con licuefacción.
- 13.- 2,10 m de arcillas marrones.
- 14.- Paleocanal de aproximadamente 1.80 m de potencia, no se ve su base. La arenisca es de tamaño grueso con cantos de cuarcita y con estratificación cruzada de gran escala, aunque no se observa con claridad las relaciones entre los cosets. La paleocorriente tiene una dirección de 80°E con sentido al N.
- 15.- 21 m de arcillas marrones parcialmente cubiertas.
- 16.- Paleocanal de 0,90 m de potencia, está algo cubierto.
- 17.- 13,20 m de arcillas marrones.

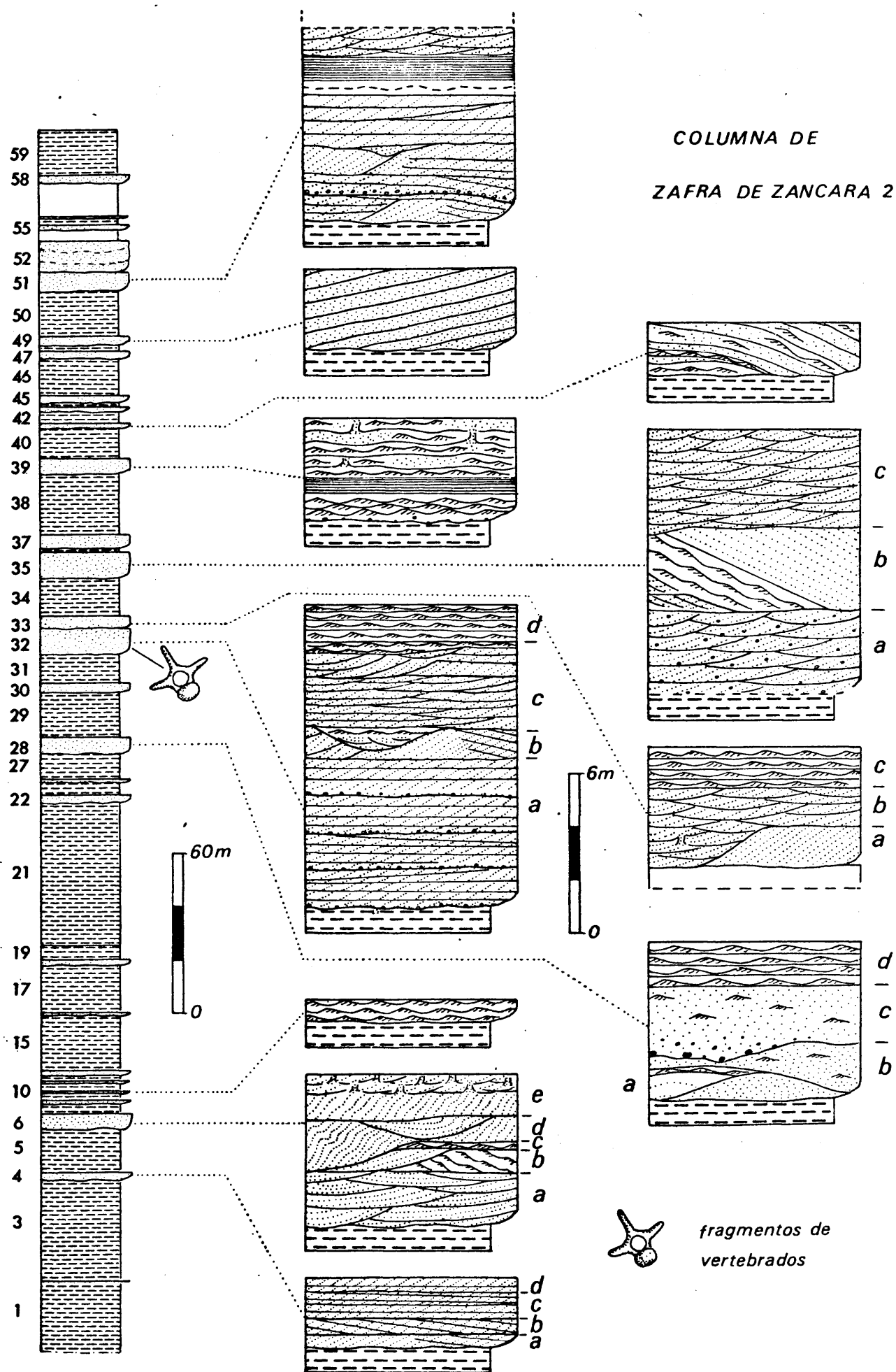


FIGURA 18

- 18.- Paleocanal de 2,20 m de potencia, algo cubierto, tiene estratificación cruzada de pequeña escala. La arena es de tamaño fino.
- 19.- 5,80 m de arcillas marrones.
- 20.- Nivel de arenisca de poca potencia y que no aflora pero da un resalte. Aproximadamente 1 m de espesor.
- 21.- 53 m de arcilla marrón.
- 22.- Paleocanal de 3 m de potencia con estructuras de escape de agua: deformación hidroplástica, licuefacción y fluidificación que enmascaran las estructuras primarias.
- 23.- 5 m de arcillas de color marrón claro.
- 24.- 1,20 m de arenisca parcialmente cubierta.
- 25.- 2 m de arcilla marrón.
- 26.- 0,20 m de caliza gris.
- 27.- 7,30 m de arcilla marrón.
- 28.- Paleocanal de 5,90 m de potencia, no se ve su base. De muro a techo tiene la siguiente secuencia de estructuras:
 - a) 1,20 m de arenisca limitada por una cicatriz convexa. En su interior existen al menos tres probables cosets separados por cicatrices. Existe una licuefacción casi total. Solamente en el coset más alto estratigráficamente, se

observa estratificación cruzada de pequeña es
cala con paleocorriente dirigida hacia el E.

- b) Encima y sobre una cicatriz convexa, se apoya una unidad de espesor muy variable. Está limi
tada al techo por una cicatriz irregular. La licuefacción ha hecho desaparecer completamen
te las estructuras internas. Puntualmente que
dan restos de estratificación cruzada de peque
ña escala con sentido de paleocorriente hacia el E.
- c) 2,20 m de arenisca y cantos blandos. En la mi
tad inferior hay licuefacción, en el resto, donde hay también licuefacción, se puede ver algo de estratificación cruzada de pequeña es
cala.
- d) 1,60 m de alternancia de areniscas de tamaño de grano fino y limos, en capas de potencia comprendidas entre 0.30 y 0.50 m. Estas capas contienen estratificación cruzada de pequeña escala.

29.- 17 m de arcillas de color marrón claro.

30.- Paleocanal de 3,50 m de potencia, La arenisca está completamente afectada por licuefacción y fluidificación'

31.- 11 m de arcillas marrones.

32.- Paleocanal de 9 m de potencia, con la siguiente secuencia de estructuras;

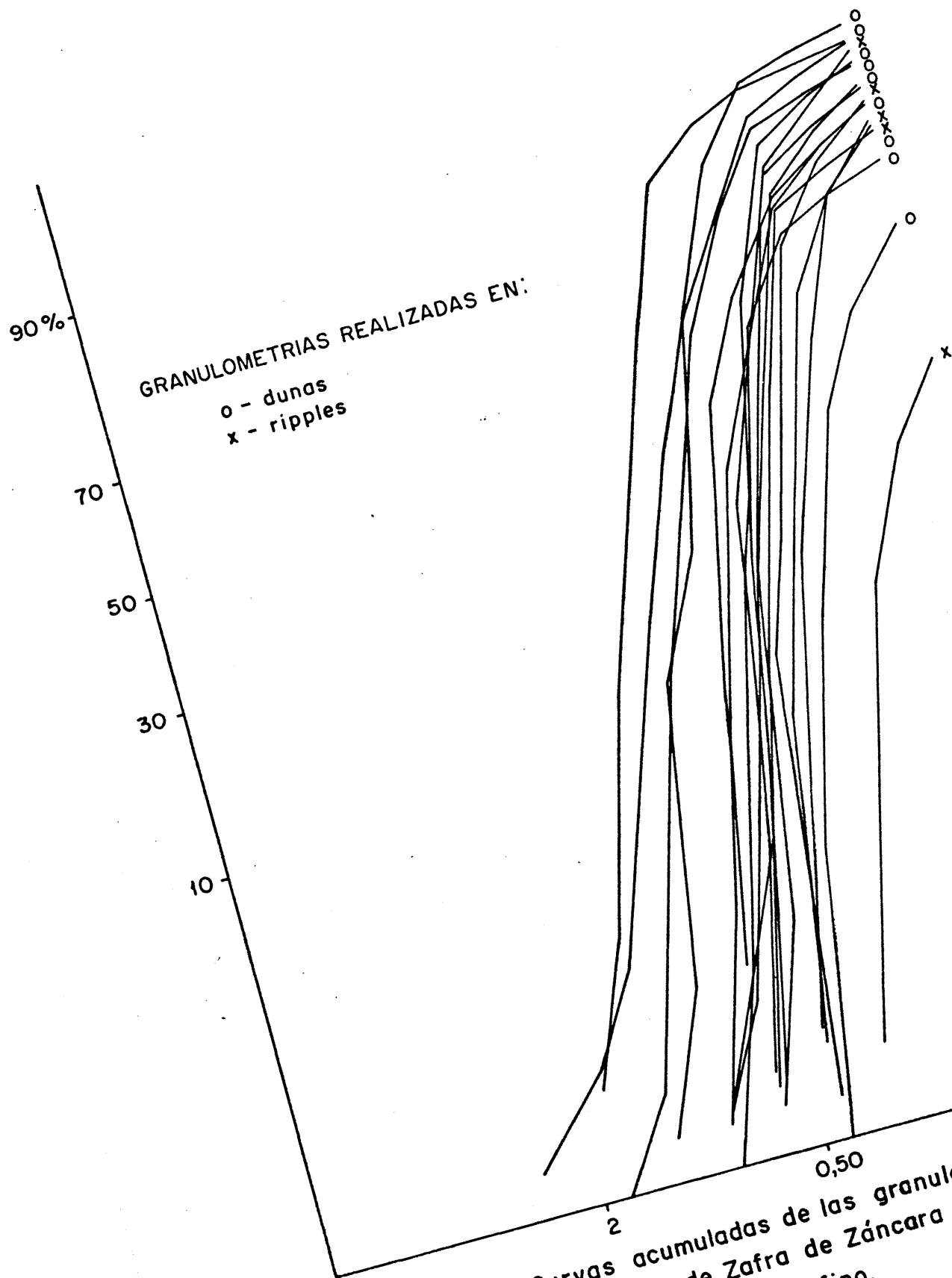


FIGURA 19.- Curvas acumuladas de las granulometrías realizadas en la serie de Zafra de Zánacara 1. Son arenas de tamaño medio a muy fino.

- a) 5,20 m de arena media en cosets de estratificación cruzada de gran escala de tipo planar. En la base de los cosets, cuya potencia es variable, así como en la de algún set, hay cantos de cuarzo, cuarcita, jacintos de compostela, caliza y fragmentos de huesos de vertebrados, entre los que se han identificado placas de cocodrilos. La potencia media de los sets es de alrededor de 15 cm. La paleocorriente tiene una dirección de 130° con sentido al N.
- b) 1,10 m ocupados por un set tabular. En su sentido aguas arriba está formado por dunas ascendentes, y aguas abajo por láminas de avlancha con superficies de reactivación. La arena es de tamaño medio a grueso.
- c) Erosionando en parte al nivel anterior, hay 2,30 m de estratificación cruzada de gran escala con sets de alrededor de 8 cm de potencia, en arena fina. La estratificación es casi planar. La dirección de la paleocorriente es algo oblicua, en su base, a la del set tabular subyacente. Lateralmente, hacia el S, y hacia su techo, existe otro set tabular de características semejantes a "b" con 50 cm de potencia.
- d) 1,40 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala con paleocorriente de 130° E de dirección y sentido al N.

33.- Paleocanal con las siguientes estructuras desde su base:

- a) Set tabular de 1,50 m de potencia. La dirección de la paleocorriente es de 150°E con sentido al N. En su frente existe estratificación cruzada de gran escala de tipo surco con una paleocorriente de 120°E de dirección y sentido al N; la potencia de los sets es de alrededor de 20 cm.
 - b) Sobre una cicatriz, que erosiona hasta medio metro al nivel precedente, hay 1.50 m de estratificación cruzada de gran escala de tipo surco. La potencia de los sets es de alrededor de 20 cm. En la base la paleocorriente tiene una dirección E-W con sentido al E y canales de fluidificación. Hacia arriba la paleocorriente tienen una dirección de 120° con sentido al N.
 - c) 1,50 m de cosets, de estratificación cruzada de pequeña escala, con una potencia media de 30 cm.
- 34.- 14 m de arcillas marrones, lateralmente hacia el N, el techo de este nivel coincide con el del paleocanal que se describe a continuación.
- 35.- Paleocanal de 10 m de potencia, presenta desde su base.
- a) 3,20 m de arena gruesa y cantos de cuarcita y de caliza, con estratificación cruzada de gran escala de tipo surco. La potencia media de los sets es de 20 cm. La paleocorriente es de 100°E de dirección con sentido al N.

b) Sobre cicatriz con cantos blandos, de arenisca y arcilla, de cuarzo y caliza, se apoyan en sentido lateral y hacia el E, en primer lugar dos cosets de estratificación cruzada de pequeña escala de ripples ascendentes hacia el E, y con sets intercalados de gran escala. Encima se apoya un gran set tabular que se inclina hacia el W y que en este sentido pasa a estratificación cruzada de gran escala, con una paleocorriente semejante a la del nivel "a".

c) Sobre cicatriz muy erosiva existen a continuación 3.80 m de estratificación cruzada de gran escala, de tipo surco, con sets de alrededor de 30 cm de potencia. La paleocorriente tiene una dirección de 120°E con sentido al N.

36.- 1,60 m de arcillas de color marrón.

37.- Paleocanal de 4,90 m de potencia. Su base no es visible. La arenisca es de tamaño grueso con estratificación cruzada de gran escala y deformación hidroplástica. Los sets tienen una potencia de alrededor de 10 cm. La paleocorriente tiene una dirección de 158°E con sentido al N.

38.- 22,40 m de arcillas de color marrón, parcialmente cubiertas.

39.- Paleocanal de 3,80 m de potencia. En su cicatriz basal hay un depósito de lag formado por cantos blandos y de arcilla. Su relleno está constituido por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, de potencia variable,

oscilando alrededor de 40 cm. Sobre la base destaca una unidad de 1,60 m de potencia en la que los 60 cm superiores son de laminación paralela. Los cosets están limitados por superficies aproximadamente planoparalelas, ligeramente erosivas. La mitad superior está afectada por toda clase de estructuras de escape de agua. La paleocorriente es constante, con una dirección de 140°E y sentido al N.

40.- 11,20 m de arcillas de color marrón.

41.- Paleocanal de 2 m de potencia, con arenisca de tamaño medio en cosets de estratificación cruzada de pequeña escala con deformación hidroplástica y algo de licuefacción. Los cosets tienen potencias muy variables, comprendidas entre 5 y 45 cm y se inclinan hacia el S.

42.- 4,20 m de arcillas de color marrón.

43.- Paleocanal de aproximadamente 2 m de potencia. No llega a aflorar.

44.- 1.80 m de arcillas de color marrón.

45.- Paleocanal de 2,40 m de potencia. Su relleno lo forman en general cosets de estratificación cruzada de pequeña escala con deformación hidroplástica. Los cosets están algo inclinados hacia el N. La existencia de algo de vegetación impide ver con claridad las relaciones entre los cosets y su geometría. Las potencias disminuyen hacia el techo, desde 50 cm hasta 10 cm. La estratificación cruzada parece estar formada por ripples ascendentes.

- 46.- 14 m de arcillas de color marrón.
- 47.- Paleocanal de 3 m de potencia. Esta cubierto.
- 48.- 2.10 m de arcillas marrones.
- 49.- Paleocanal de 3 m de potencia con arenisca de tamaño medio. Su relleno está formado por co-sets de alrededor de 0,50 m de potencia, algo inclinados hacia el N. Hay licuefacción que impide ver las estructuras.
- 50.- 16,80 m de arcillas, arcillas limosas y limos.
- 51.- Paleocanal de 7,20 m de potencia. Sobre su cicatriz basal, que no tiene depósito de lag, y en arena gruesa con cantos de cuarcita y de caliza, hay cosets de estratificación cruzada de gran escala de tipo planar que hacia el S pasa a ser de tipo surco. En los 3 primeros metros frecuentemente varios sets planares se resuelven, en su sentido aguas abajo, en un solo set.
- 52.- 11,80 m de areniscas. No está claro si constituyen el relleno de uno o más paleocanales en sentido vertical. Estpan algo cubiertas por derrubios y matorrales. Hacia la base tiene en primer lugar 1 m de estratificación cruzada de gran escala de tipo surco. Los 5.60 m del techo son co-sets de estratificación cruzada de pequeña escala, horizontales y limitados por superficies planoparalelas.
- 53.- 4,20 m cubiertos.

54.- 1,50 m de areniscas. Estan cubiertas.

55.- 3 m de arcillas marrones.

56.- 0,30 m de areniscas de tamaño de grano medio, cementadas por carbonatos y de aspecto oqueroso.

56.- 12,60 m cubiertos.

57.- Paleocanal de 3 m de potencia. La arenisca está muy fragmentada.

58.- 17 m de arcillas de color marrón rojizo. A su techo hay bloques de caliza de 60 cm de potencia máxima.

Como la serie de Zafra de Záncara 1, ésta es secuencialmente homogénea. Al igual que aquella presenta la dificultad de los campos de labor existentes sobre los niveles blandos. No obstante, las arcillas son perfectamente visibles porque la cobertera es escasa.

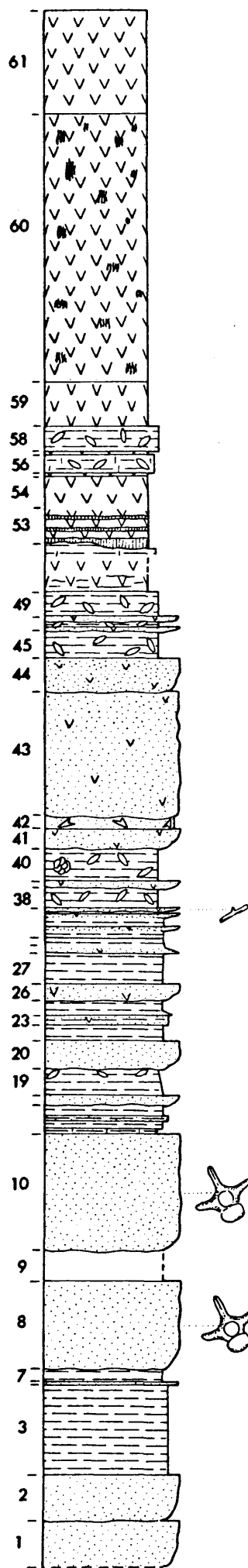
2.2.17.- Serie del Valle del Río Mayor (Fig.3,20,21,22,23 25 y 27, foto 3).

Comienzo a describir esta serie desde la carretera que va de Huete a Tinajas . Su base está situada en las coordenadas siguientes: Longitud 2°42'33" y Latitud 40° 11'10". No se han podido realizar granulometrías en las areniscas con cemento de yeso. El muro no es visible.

- 1.- 4,50 m de areniscas. No se ve la base del paleo-canal. Se han realizado tres cortes (Fig. 21) que se describen de S a N:

I:a) 3,20 m de arenisca de tamaño medio, límita da por una cicatriz convexa en sentido transversal a su elongación e inclinada hacia su tido de aguas arriba. En su sección transversal presenta laminación convexa de gran radio en sus 2/3 inferiores y en el tercio restante estratificación cruzada de gran escala de surco. En sección E-W, hacia su stoss side, presenta estratificación cruzada de pequeña escala de ripples ascendentes. La dirección de esta barra es de 60°E y su sentído hacia el S. En su techo hay una intensa rubefacción.













- b) Sobre el margen izquierda del cuerpo arenoso descrito anteriormente se apoyan, en primer lugar, 10 cm de limos con estratificación cruzada de pequeña escala. Este nivel se acuña y desaparece hacia el techo de a).
- c) 30 cm de arena de tamaño medio a grueso con cantos blandos. No se ve con claridad la estructura interna de este nivel. Al igual que b), se acuña y acaba desapareciendo al techo de a).
- d) Coset de estratificación cruzada de pequeña escala en arena fina, con espesor que va desde 70 cm hasta acuñarse al techo de a).



COLUMNA DEL VALLE

DEL RIO MAYOR 1.

FIGURA 20

-  *restos vegetales*
-  *fragmentos de vertebrados*
-  *siliceo*
-  *yeso macrocristalino*
-  *yeso sacaroideo*
-  *margas con cristales lenticulares de yeso*
-  *arcillas con cristales lenticulares de yeso*
-  *arcillas*
-  *arcillas limosas*
-  *limos con cristales de yeso en macila de punta de flecha*
-  *areniscas con cemento de yeso*
-  *areniscas*

15m

0

e) Sobre un depósito de lag discontinuo, formado por cantos de cuarcita y cantos blandos, se apoyan 4 m de cosets de estratificación cruzada de gran escala en arena de tamaño medio alternando con cosets de estratificación cruzada de pequeña escala de alrededor de 20 cm de potencia, hacia el techo predominan los cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. La dirección de la paleocorriente de las dunas es de 50°E con sentido al N. En general, en la base de los cosets hay depósitos de lag formados por cantos de cuarcita y cantos blandos.

II:a) 1,40 m de estratificación cruzada de gran escala de surco, en arena media, con algún set de dunas ascendentes. Los sets tienen potencias comprendidas entre 10 y 20 cm. La dirección de la paleocorriente es de 20°E y su sentido al N.

b) Sobre cicatriz bastante irregular se apoya un coset de 60 cm de potencia y de características similares al anterior.

c) Nuevamente sobre cicatriz con depósito de lag formado por cantos blandos, de caliza y de cuarcita, hay un coset de 0,80 m de potencia con estratificación cruzada de gran escala de surco, y semejante a los anteriores.

- d) 0,40 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala en arena de tamaño fino. La potencia de los cosets es de 20 a 30 cm. Presentan escasa erosión en sus bases y son bastante continuos en relación a su escasa potencia.

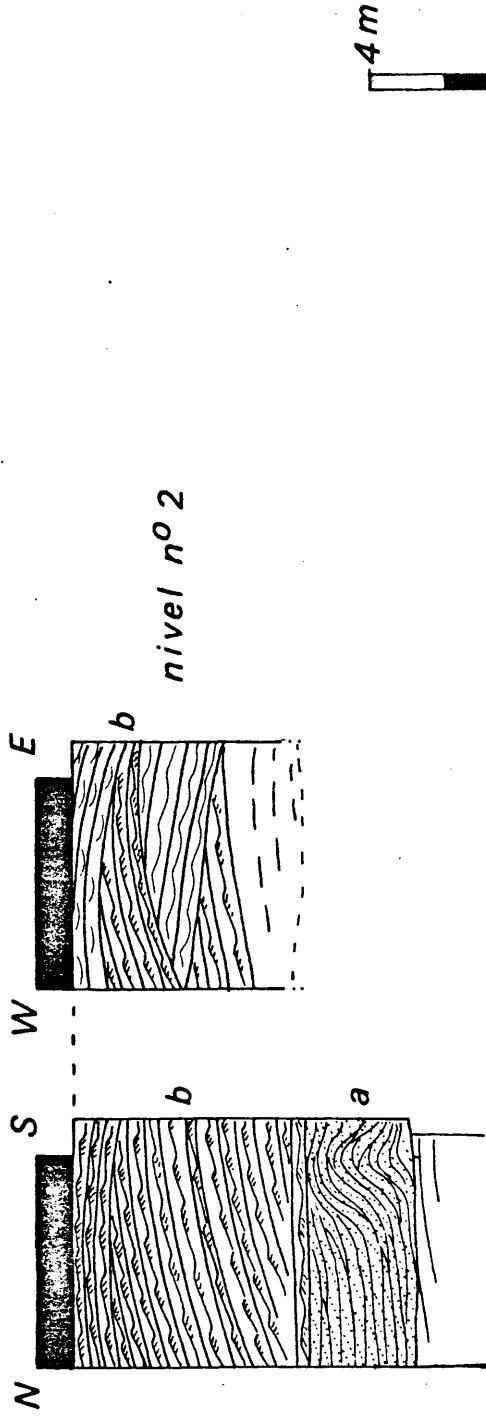
- III: a) Set de laminación oblicua, de 0.65 m de potencia y de gran continuidad lateral. La dirección de su paleocorriente es de 165°E con sentido al N. La arena que forma este set es de tamaño medio a grueso con láminas en las que hay gran cantidad de cantos de cuarcita. Este set se apoya hacia el S sobre un coset de estratificación cruzada de dunas ascendentes, en arena media, con una potencia media de sets de alrededor de 8 cm, y con sentido de paleocorriente contrario al del set descrito en primer lugar. La paleocorriente de estas dunas es de 110°E con sentido al S. Este coset se apoya lateralmente sobre otro formado también por estratificación cruzada de gran escala planar, con sets de 20 a 30 cm de potencia y una dirección de paleocorriente de 20°E con sentido al N.
- b) Sobre una cicatriz que erosiona algo del techo del set subyacente existe 1 m formado por un coset de estratificación cruzada de gran escala de surco, en arena gruesa, y con cantos de cuarcita en la base de los sets e incluidos en sus láminas. La dirección de la paleocorriente es de 50°E con sentido al N.

- c) Erosionando al nivel anterior existe un set tabular, en arena media y con láminas inclinadas hacia el N, dentro de él existen superficies de reactivación. Intercalado entre dos superficies de reactivación hay restos de un coset de estratificación cruzada de gran escala. Todas las superficies de reactivación y las láminas se hacen algo tangenciales hacia la base. Este conjunto de unidades rellenan un canal, excavado en cosets de estratificación cruzada de gran escala, en el fondo de este canal hay un coset de limos, de 45 cm de espesor, con estratificación cruzada de pequeña escala.
- d) Sobre cicatriz erosiva, hay 1,20 m de arenisca de tamaño medio con estratificación cruzada de gran escala hacia la base y de pequeña escala hacia el techo. Hacia su techo parece haber alguna cicatriz interna mal definida, y en su interior en general no se aprecian las estructuras, probablemente debido a su licuefacción por escape de agua.
- e) Sobre una cicatriz hay, en primer lugar, un depósito de lag formado por cantos blandos, de arenisca y de cuarcita, con matriz de arena gruesa y con un espesor máximo de 10 cm. A continuación una alternancia de cosets de estratificación cruzada de pequeña y gran escala con 1,90 m de potencia. La dirección de la paleocorriente medida en los sets de estratificación cruzada de gran escala es de 120°E con sentido al N. Estos sets tienen gran cantidad de cantos blandos y de cuarci-

ta, tanto en las láminas como en las bases. Hacia el techo predominan los cosets de estratificación cruzada de pequeña escala con deformación hidroplástica.

2.- Este nivel corresponde a otro paleocanal que es tratigráficamente está situado al techo del anterior; pero bajo su cicatriz basal aparece una alternancia de arenas finas y limos con estratificación cruzada de pequeña escala, en estratos continuos de dirección algo oblicua a la base del paleocanal. La cicatriz del paleocanal es plana y no tiene depósito de lag. Algunos sets de arenas, situados próximos a la base, son de arena gruesa con cantos. Presenta la siguiente secuen-cia de relleno:

a) 1,40 m de arena media con estratificación cruzada de gran escala, en general de tipo planar. potencia de los cosets es de 15 a 20 cm. En general la dirección de la paleocorriente es hacia el NW y su sentido al N. Hacia el techo del coset las dunas disminuyen de tamaño. Localmente tiene estructuras de escape de agua que afectan a todo el coset, deformación hi-droplástica y fluidificación, esta última produce la intrusión de las arenas de este coset sobre uno suprayacente de estratificación cruzada de pequeña escala.



COLUMNA DEL VALLE
DEL RIO MAYOR 1

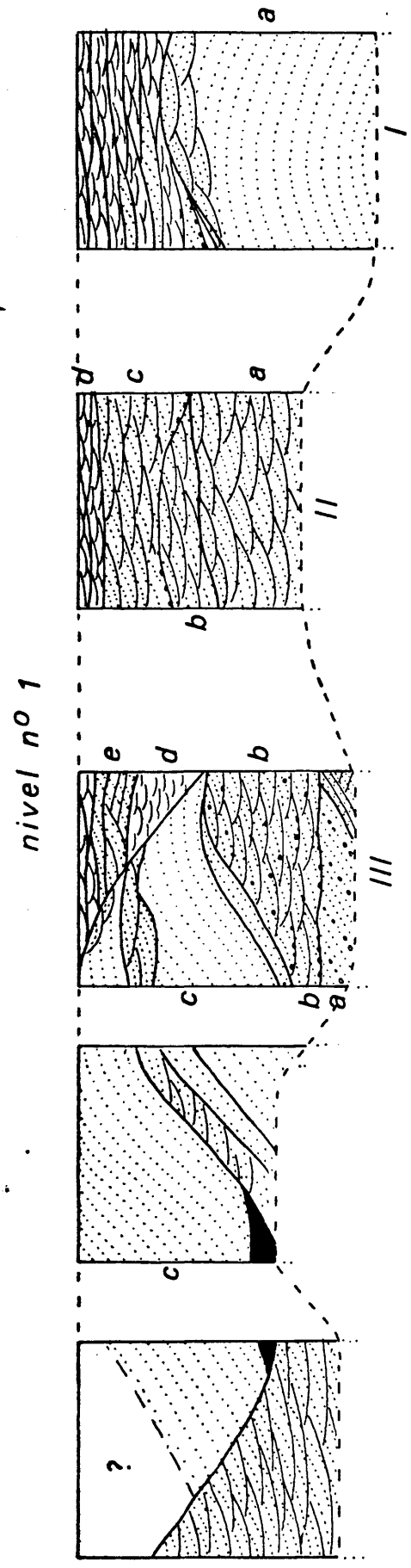


FIGURA 21

b) 3,10 m de estratificación cruzada de pequeña escala en arena media, fina y limos, en bed sets erosivos unos sobre otros. Los bed se presentan en general inclinados o biconvexos hacia el techo de la secuencia. Cada uno de los bed está bien diferenciado por una disminución en el tamaño de la arena hacia el techo. La potencia media de cada bed es de 40 cm hacia la base, siendo menos potentes los situados hacia el techo.

3.- 8,60 m de arcillas limosas.

4.- 5 cm de margas.

5.- 40 cm de alternancia de areniscas de grano fino y limos en niveles de hasta 9 cm. En algunos de los niveles de arenisca se ve estratificación cruzada de pequeña escala. Las capas son de potencia irregular.

6.- 0,15 m de arenas finas con estratificación cruzada de pequeña escala.

7.- 1,20 m de arcillas masivas marrones.

8.- Paleocanal de 8,50 m de potencia máxima. Se han hecho cuatro cortes seriados que de S a N son los siguientes:

I: No se ve la base.

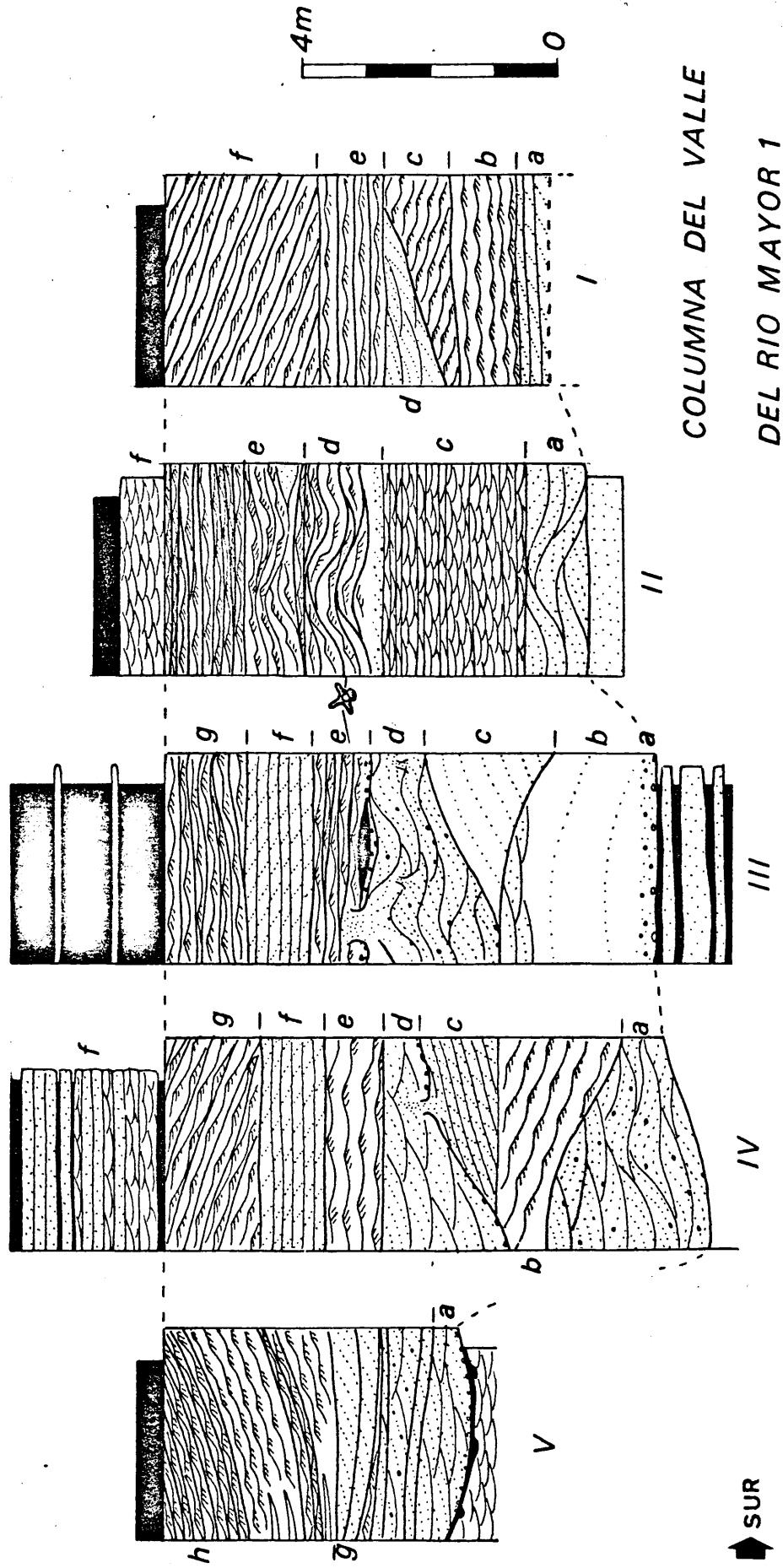
a) 0,40 m de estratificación cruzada de gran escala.

- b) Sin que exista ninguna cicatriz intermedia, encima del nivel anterior, hay 1 m de estratificación cruzada de pequeña escala planar y con deformación hidroplástica.
- c) 1,20 m de estratificación cruzada de pequeña escala planar, de ripples ascendentes.
- d) Erosionando al nivel anterior hay un coset de estratificación cruzada de gran escala de surco, de 1 m de potencia.
- e) 1 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, en arena media con deformación hidroplástica.
- f) 1,40 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala planar, en arena media; los cosets están inclinados hacia el S y formados por la migración de ripples ascendentes. Sus límites son algo erosivos y tienen granulometría más fina hacia el techo. Entre ellos hay un nivel de 30 cm formado por cantos de carbonatos en una matriz de arena gruesa. La potencia de los cosets de arena media es variable, de alrededor de 40 cm, con niveles intercalados entre 10 y 15 cm de arena fina y limos, y de las mismas características. La dirección de la paleocorriente es de 150°E y su sentido al N.

II: Muro: 1,95 m de limos, en apariencia masivos y muy cementados. Sobre la cicatriz de la base del paleocanal y sin depósito apreciable de lag, salvo la presencia de algún cantos blando, hay en primer lugar:

- a) 1 m de arena media a gruesa *con* estratificación cruzada de gran escala, con deformación hidroplástica, los sets son de muy variada potencia y con gran dispersión de paleocorrientes.
- b) 10 cm de limos con estratificación cruzada de pequeña escala.
- c) 2,10 m de arena fina con estratificación cruzada de pequeña escala, de potencia variable, siendo de hasta 0.50 m hacia la base y más finos hacia el techo. Tiene deformación hidroplástica.
- d) Sobre una cicatriz existe en primer lugar un set de 20 cm de potencia, formado por cantos blandos y de caliza con matriz de arena gruesa. Encima hay 1,40 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala con deformación hidroplástica. Lateralmente, hacia el S, presenta al techo una alteración y restos de raíces. En este nivel se encontraron fragmentos de placas de cocodrilos. Hay estructuras de escape de agua. El sentido de la paleocorriente es hacia el S.
- e) 2,80 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala con deformación hidroplástica y licuefacción. Estos cosets, en dirección E-W están muy inclinados hacia el E.
- f) 75 cm de limos grises con estratificación cruzada de pequeña escala con una gran dispersión en la paleocorriente.

nivel nº 8



✳ fragmentos de vertebrados

FIGURA 22

III: Muro: 2,30 m de alternancia de capas de arena fina a limos con niveles limo-arcillosos masivos. Las capas de arenas parecen masivas, sus bases son erosivas y son muy continuas lateralmente.

- a) Sobre la cicatriz del paleocanal en primer lugar hay 30 cm de depósito de lag formado por cantos de caliza, arenisca y arcilla en una matriz de arena gruesa.
- b) 1,60 m de arena fina; hacia la base no es clara la estructura de este cuerpo arenoso, hacia el techo hay 60 cm de estratificación cruzada de gran escala.
- c) 2,30 m de arena fina con laminación convexa; se trata de una barra longitudinal que hacia su stoss side presenta estratificación cruzada de pequeña escala de ripples ascendentes.
- d) 0,90 m que en la mitad inferior tienen estratificación cruzada de gran escala con estructuras de escape de agua: canales de fluidificación y deformación hidroplástica. El sentido de la paleocorriente es hacia el N. La arena es de tamaño medio; con cantos blandos, de arena fina y limos, cantos de cuarcita y fragmentos de jacintos de compostela, en las cicatrices de la base de los sets y en las láminas de éstos. Hacia el techo los sets presentan sentido de la paleocorriente hacia el S.

- e) Este nivel se apoya sobre una cicatriz con cantos blandos de arena fina y limos, cantos de cuarcita y fragmentos de jacintos de compostela. La cicatriz está afectada por estructuras de escape de agua del nivel subyacente, y está atravesada por canales de fluidificación. En primer lugar hay un nivel de 30 cm de potencia máxima, de limo arcilloso gris con fragmentos de huesos de vertebrados. A continuación 0,60 m de alternancia de cosets de arenas finas y gruesas con estratificación cruzada de pequeña escala. Presenta un sentido de paleocorriente hacia el S.
 - f) 1 m de estratificación cruzada de gran escala planar, con sentido de paleocorriente al S.
 - g) 1,30 m de arena fina con cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, con algo de deformación hidroplástica y con sentido de la paleocorriente hacia el N. La potencia de los cosets oscila entre 10 y 40 cm. Hacia el S al ternan con limos con estratificación cruzada de pequeña escala.
- IV:a) Sin depósito de lag, sobre la cicatriz del paleocanal, en primer lugar hay 2,50 m de estratificación cruzada de gran escala de surco, en arena media, con cantos blandos dispersos y con gran cantidad de estructuras de escape de agua. Intercalado hay algún coset de estratificación cruzada de pequeña escala. La potencia de los cosets oscila alrededor de los 40 cm. Hay gran dispersión de las paleocorrientes.

Hacia el N está cubierto por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. Las paleocorrientes presentan direcciones comprendidas entre 0° y 130° y con sentido hacia el N y S respectivamente.

- b) 1,90 m de estratificación cruzada de pequeña escala de ripples ascendentes.
- c) Sin que se aprecie cicatriz, 1,40 m de estratificación cruzada de pequeña escala planar e inclinada en el sentido de la paleocorriente. "b" y "c" están limitadas por una cicatriz convexa con pequeños surcos. Sobre esta cicatriz hay cantos blandos y está localmente atravesada por canales de fluidificación.
- d) 0,50 m de estratificación cruzada de gran escala de surco que aumenta de potencia hacia el N.
- e) 1 m de arena con estratificación cruzada de pequeña escala con algo de deformación hidroplástica. El sentido de la paleocorriente es hacia el S, donde pasan a estratificación cruzada de gran escala.
- f) 1 m de estratificación cruzada de gran escala planar con sentido de la paleocorriente hacia el S.
- g) 1,50 m de estratificación cruzada de pequeña escala, de alrededor de 0,30 m de potencia media. Algo inclinados hacia el S, con paleocorriente con sentido al N.

- h) Por encima del paleocanal hay una alternancia de capas de arena fina y limos grises de menor potencia. El conjunto tiene 1.50 m de espesor. Los niveles de arena tienen estratificación cruzada de pequeña escala. En los de limos no se identifican estructuras internas. Todo el conjunto se acuña lateralmente hacia el N y el S, su techo tiene forma convexa y en sección E-W su forma es triangular.

V: Muro: Sobre limos amarillentos, con estratificación cruzada de pequeña escala, muy cementados, hay alrededor de 20 cm de arcilla roja con un contacto erosivo e irregular.

- a) Sobre la cicatriz del paleocanal, con un depósito de lag de 2 a 5 cm de potencia, y formado por cantos blandos y de cuarcita, se apoya un coset de arena gruesa de 50 cm de potencia y con estratificación cruzada de gran escala.
- b) Sobre cicatriz se apoya un nuevo coset de 35 cm de espesor, y de iguales características que el anterior, dentro de la arena hay incluidos cantos blandos, de arenisca y alguno de caliza. El sentido de la paleocorriente se dirige hacia el N. Al techo de este coset hay 4 mm de arcillas marrones.
- c) Set de 15 cm de potencia, de arena gruesa y con láminas inclinadas hacia el N. En su techo hay 3 mm de arcillas marrones.

- d) 30 cm de estratificación cruzada de gran escala de surco, con cantos blandos. Las láminas de los sets se dirigen al N. En su techo hay 5 mm de limo rojo cementados.
- e) 12 cm de características semejantes al nivel anterior.
- f) 10 cm de estratificación cruzada de pequeña escala.
- g) 40 cm formados por dos sets de gran escala con láminas inclinadas hacia el N y con un nivel al techo de 5 cm de limos rojos, con estratificación cruzada de pequeña escala.
- h) 2,80 m de arena media a fina en cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. El primero hacia la base tiene 1 m de espesor. Tienen intercalados limos amarillentos con cantos de carbonatos y cantos blandos. Las potencias de los cosets suprayacentes, de muro a techo, son las siguientes: 15 cm, 20 cm, 75 cm y a continuación y hasta el techo son todos de alrededor de 10 cm de potencia. El coset de 75 cm, hacia el N presenta cantos blandos en las láminas, estratificación cruzada de pequeña escala y flaser bedding.

9.- 2,80 m cubiertos.

10.- Paleocanal de 11,30 m de potencia en el que se realizados dos cortes:

- I:a) Sobre cicatriz y sin depósito de lag apreciable hay 1,40 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala en arena media. Estos cosets se apoyan unos sobre otros en sentido lateral hacia el S.
- b) 1,60 m de cosets de estratificación cruzada de gran escala de surco y con gran cantidad de cantos de margas y de carbonatos. En la base hay deformación hidroplástica. Lateralmente y hacia el S la estratificación cruzada es de tipo planar. La paleocorriente se dirige al N.
- c) 1,60 m de estratificación cruzada de pequeña escala de gran continuidad lateral, en cosets con una potencia que va desde 30 cm en la base y más finos hacia el techo. Estos cosets están inclinados hacia el S y su espesor es variable. Además tienen geometría biconvexa. Al techo de uno de estos cosets se ven en superficie ripples de cresta recta con dirección de paleocorriente de 70°E y sentido al N.
- d) 0,50 m de un set con laminación oblicua formado por láminas cóncavas en superficie, la paleocorriente tiene una dirección N-S con sentido al N.
- e) 4 m de cosets de estratificación cruzada de gran escala y de estratificación cruzada de pequeña escala. Algunos con deformación hidroplástica. En general en arena de tamaño medio y fino, pero en algunos de los cosets de estratificación cruzada de gran escala hay sets de

arena gruesa con cantos blandos y de caliza. Los dos metros situados hacia la base presentan cosets de estratificación cruzada de pequeña y gran escala, todos ellos con deformación hidroplástica.

- II:a) 5,60 m de características geométricas semejantes a la base del corte anterior, solo que la estructura interna de los cosets no se ve con claridad, posiblemente debido a escape de agua con licuefacción.
- b) 2 m de estratificación cruzada de gran escala de surco en la que se han medido direcciones de paleocorriente comprendidas entre 160° y 136° E con sentido al N. Hacia el techo, dentro de algunos de los aparentes sets de dunas, hay estratificación cruzada de pequeña escala. La arena es de tamaño medio con gran cantidad de cantos angulosos de carbonatos. Hacia el S algunos de los sets son ascendentes. La potencia de los sets llega a ser de hasta 40 cm.
- c) Sobre cicatriz que erosiona parte del nivel anterior, se apoya un coset de características semejantes a este, salvo por la ausencia de cantos de carbonatos. Los sets tienen una potencia aproximada de 20 cm.
- d) Coset de 1 m de potencia formado por estratificación cruzada de gran escala, semejante al nivel c), solo que los sets son algo menos potentes.

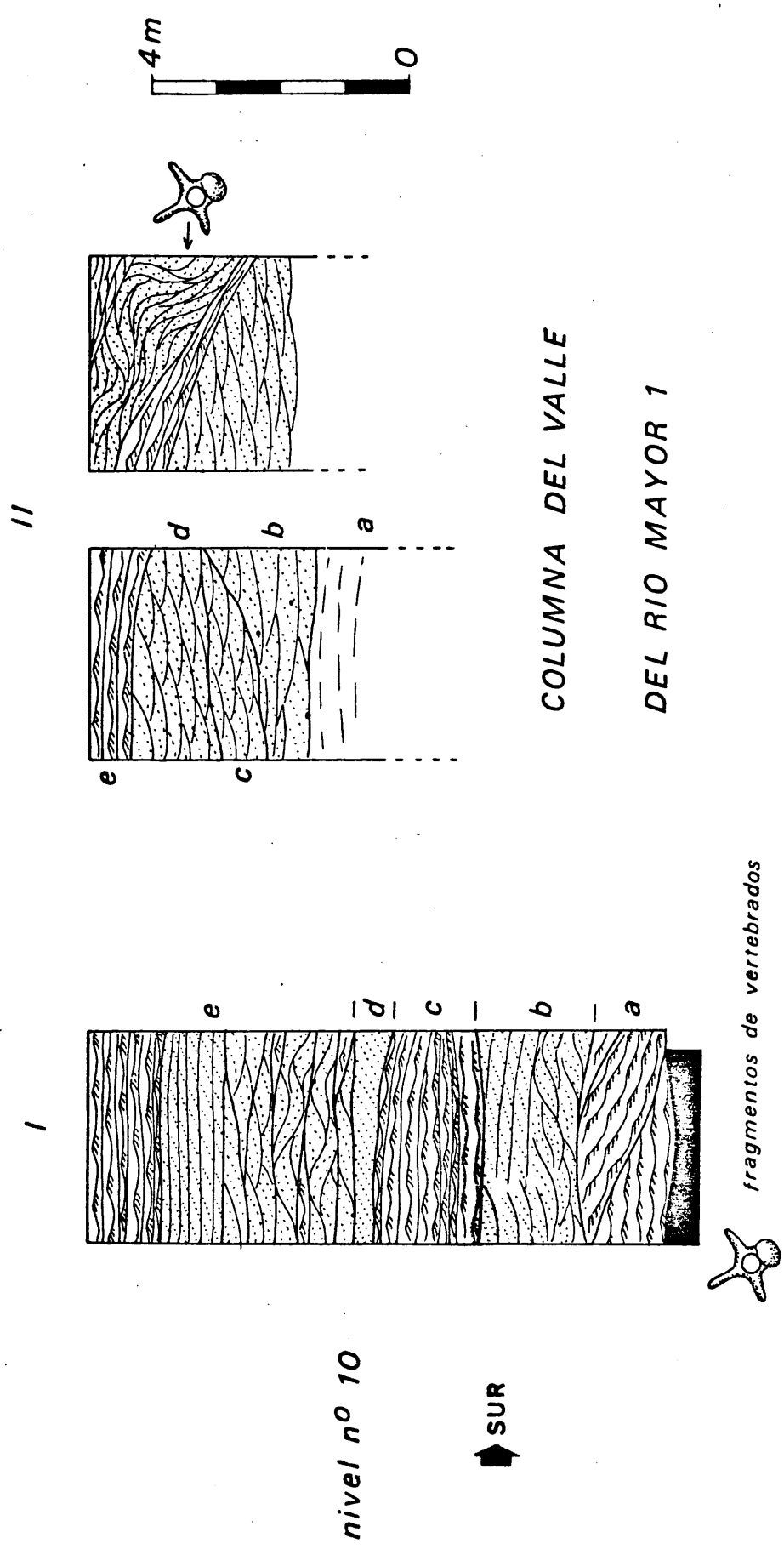


FIGURA 23

- e) 0,50 m de cosets probablemente de estratificación cruzada de pequeña escala, de geometría biconvexa e inclinados hacia el S. La estructura interna está borrada probablemente debido a la licuefacción.

Lateralmente el techo de la secuencia descrita es erosionado, y sobre la cicatriz se apoya primeramente un coset de estratificación cruzada de gran escala de surco, con sets de alrededor de 25 cm de potencia y con gran deformación hidróplástica. Hacia la base la arena presenta licuefacción. Se encontraron fragmentos de vertebrados dentro de este coset. Lateralmente y hacia el S, se apoyan cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, entre ellos hay intercalados niveles de limos que se acuñan hacia el N.

- 11.- 0,50 m de margas grises con arena de tamaño medio dispersa.
- 12.- 0,20 m de arcillas rojas masivas.
- 13.- 0,10 m de limos masivos.
- 14.- 0,40 m de arcillas marrones masivas.
- 15.- 0,60 m de arcillas limosas pardas, grises y verdes.
- 16.- 0,06 m de caliza gris.
- 17.- 1 m de arcillas marrones masivas.

- 18.- 1 m de limolita blanca sobre base erosiva, tiene estratificación cruzada de pequeña escala y está cementada en yeso.
- 19.- 2,50 m de arcillas rojas masivas, en parte están erosionadas por un paleocanal. Hacia su techo se vuelven grises y contienen algunos cristales de yeso lenticulares, milimétricos.
- 20.- Paleocanal de 2,80 m de potencia, rellenos por cosets de estratificación cruzada de gran escala en arena gruesa. En la base de los cosets y sets más inferiores del relleno hay cantos blandos. Es tá cementado por yeso.
- 21.- 1,40 m de arcillas verdes y pardas hacia la base y marrones hacia el techo.
- 22.- 0,15 m de limos grises que pasan gradualmente al nivel siguiente. Están cementadas en yeso.
- 23.- 0,60 m de arcillas limosas pardas en la base y rojas al techo.
- 24.- 0,40 m de limos de color gris claro que pasan gradualmente al nivel siguiente. Están cementados en yeso.
- 25.- 1 m de arcillas limosas marrones que se hacen abigarradas al techo.
- 26.- Paleocanal con 1,60 m de potencia con arena fina, en cosets de 20 a 30 cm de potencia con estratificación cruzada de pequeña escala, son bastante continuos y horizontales.

- 27.- 2,80 m de arcillas rojas masivas, con un nivel de carbonatos intercalado de 3 cm de potencia.
- 28.- 0,30 m de limos grises, en su base en el contacto con las arcillas hay pequeños cristales lenticulares de yeso. Su base es irregular pero no hay un límite neto con la base subyacente. Pasa gradualmente al nivel siguiente.
- 29.- 1,20 m de arcillas limosas masivas que se van haciendo más arcillosas hacia el techo.
- 30.- 15 cm de limos grises cuya base no es erosiva si no un paso gradual, aunque rápido, desde el nivel precedente.
- 31.- 0,60 m de arcillas rojas masivas.
- 32.- 0,40 m de limolita gris, cementada en yeso, con estratificación cruzada de pequeña escala. Su base no está limitada por una cicatriz, sino que existe un paso gradual desde el nivel anterior.
- 33.- 0,80 cm de arcillas rojas masivas.
- 34.- 0,40 m de limos, con pequeños cristales milimétricos de yeso lenticular y en rosas, también de muy pequeño tamaño.
- 35.- 2,28 m de margas grises.
- 36.- 0,08 m de arcillas con cristales lenticulares de yeso muy pequeños de tamaño (de alrededor de 2 mm).

- 37.- 0,30 m de arenisca de grano grueso, cementada en yeso, probablemente con estratificación cruzada de pequeña escala, con gran continuidad lateral y con restos vegetales en la base.
- 38.- 2 m de arcillas rojas masivas, con cristales lenticulares de yeso de 3 a 5 mm de diámetro.
- 39.- Paleocanal de 0,80 cm de potencia. Con arena media, formado por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, cementado en yeso. En las cicatrices basales delos cosets hay cantos de margas y de calizas de hasta 8 cm de diámetro, además de cantos de cuarcita y de jacintos de compostela. En la base del paleocanal hay grandes agregados de yeso macrocristalino, sin orientación preferente.
- 40.- 3 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso, milimétricos y en gran cantidad. También hay pequeñas rosas.
- 41.- 1,80 m de areniscas de grano medio y fino, rellenando un paleocanal. Las areniscas se presentan en cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. Hacia la base hay sets de estratificación cruzada de gran escala aislados, en arena gruesa y con fragmentos de margas. Todo el nivel está cementado en yeso.
- 42.- 1,20 m de limos grises, algo margosos con cristales de yeso entre 1,5 y 3 cm de longitud.

- 43.- Paleocanal de 12.40 m de potencia. La cementación en yeso no permite una observación de las estructuras internas. Hacia la base hay cosets de dunas y hacia el techo de ripples. Además presenta una gran deformación hidroplástica. Tiene una gran cantidad de jacintos de composte-la. Hacia su base, en la que no existe depósito de lag, la arena es más gruesa y en las láminas de los sets hay una gran cantidad de cantos angulosos de margas, de carbonatos y alguno de yeso. Estos cantos también aparecen en la cicatriz basal de los cosets donde además hay una alteración ferruginosa.
- 44.- Nuevo paleocanal con 3,20 m de potencia, cementa-do en yeso y con deformación hidroplástica. Es semejante en todo al descrito anteriormente salvo en una menor deformación hacia su techo.
- 45.- 2,70 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso de alrededor de 1 mm de diá-metro y en gran cantidad.
- 46.- 0,45 m de arena fina. Hacia la base tiene cristales lenticulares de yeso y parece masiva. A 2/3 del techo está cementada en yeso. Presenta defor-mación hidroplástica y está formada por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala.
- 47.- 0,60 m de arcillas marrones masivas con pequeños cristales lenticulares de yeso.

- 48.- Paleocanal de 0,65 m de potencia relleno por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala en arena fina. En su cicatriz basal hay agregados de yeso macrocristalino desorientados, y con potencia comprendida entre 1 y 2 cm. Estos agregados vuelven a aparecer en las cicatrices asociadas a la base de los cosets y están siempre muy limpios de impurezas; los ejes mayores están contenidos paralelamente a las cicatrices. Estos cristales también crecen al techo del nivel.
- 49.- 2,40 m de arcillas rojas masivas con gran concentración de cristales lenticulares de yeso.
- 50.- 3,50 m de yeso blanco sacaroides en el que se insinúa una estratificación irregular y discontinua.
- 51.- 4,20 m de yeso sacaroides y margas hacia el techo. Están parcialmente cubiertos.
- 52.- Sobre las margas del nivel precedente y con matriz de yeso sacaroides, hay gran cantidad de porfiroblastos de yeso, en contacto unos con otros, con el eje mayor dispuesto verticalmente. Los cristales individuales tienen forma lenticular de bordes irregulares y están exfoliados. La potencia de este nivel de yesos es muy variable, desde 1 m a 25 cm.
- 53.- 2,80 m de alternancia de niveles de yeso como el descrito anteriormente, con yesos blancos sacaroides de grano fino y muy poco compactos.

- 54.- 3,20 m de yeso sacaroideo.
- 55.- 0,05 m de yesos semejantes al nivel 51 salvo en que los porfiroblastos son mas pequeños .
- 56.- 1,60 m de margas grises con cristales lenticulares de yeso en gran cantidad y con tamaños comprendidos entre 2 y 7 mm de diámetro.
- 57.- 0,40 m de yeso blanco sacaroideo poco coherente.
- 58.- 2,50 m de arcillas marrones masivas con cristales lenticulares de yeso de alrededor de 4 mm de diámetros.
- 59.- 4,20 m de yeso blanco sacaroideo poco compacto.
- 60.- 25,90 m de yeso alabastrino con nódulos de sílex. El sílex también aparece en tubos de 5 mm de diámetro, verticales y con aspecto travertínico. Hacia el techo el yeso presenta textura esferulítica.
- 61.- 5 cm de porfiroblastos de yeso en matriz de yeso blanco sacaroideo semejantes a los del nivel 51 pero de menor tamaño.
- 62.- 10 m de yeso blanco alabastrino.

El paso de los niveles detríticos a las evaporitas es gradual, no obstante hay dos tramos claramente diferenciados, el primero hasta el nivel 45 y el segundo desde este nivel hasta el techo de la serie.

2.2.18.- Serie del Valle del Río Mayor 2 (Fig. 3,24,25, 26 y 27)

Las coordenadas de su base son: Longitud 2°41'6" y Latitud 40°10'18". Las de su techo: Longitud 2°41'45" y Latitud 40°10'40". Los tamaños de las arenas que rellenan los paleocanales están representados en las figuras 26 y 27.

Muro: Arcillas.

1.- Paleocanal de 2,71 m de potencia que de muro a techo presenta la siguiente secuencia de estructuras:

- a) 5 cm de arena fina con abundantes restos vegetales, que manchan el nivel de colores limoníticos y que en parte están algo lignitizados. La estructura interna del nivel no es clara.
- b) Un set de gran escala de 0.13 cm de potencia.
- c) 0,35 m formados por una alternancia de láminas de alrededor de 5 cm de potencia con cantos blandos, con otras de arena fina con restos vegetales. Las láminas están inclinadas y el techo del set es convexo.
- d) 0,60 m de estratificación cruzada de gran escala con sets de alrededor de 10 cm de potencia. Estos sets alternan en composición, unos están formados por láminas fundamentalmente arenosas, con algún canto de arcilla, y otras por cantos blandos.

e) 0,55 m de estratificación cruzada de pequeña escala. Este coset en composición es igual al anterior, se diferencian a parte de la escala, en que en los sets con predominio de cantos blandos no hay laminación oblicua visible. Los sets tienen alrededor de 5 mm de potencia.

f) 0,33 m de estratificación cruzada de pequeña escala con sets de 2 a 3 cm de potencia en arena de tamaño medio.

g) 0,70 m de estratificación cruzada de gran escala.

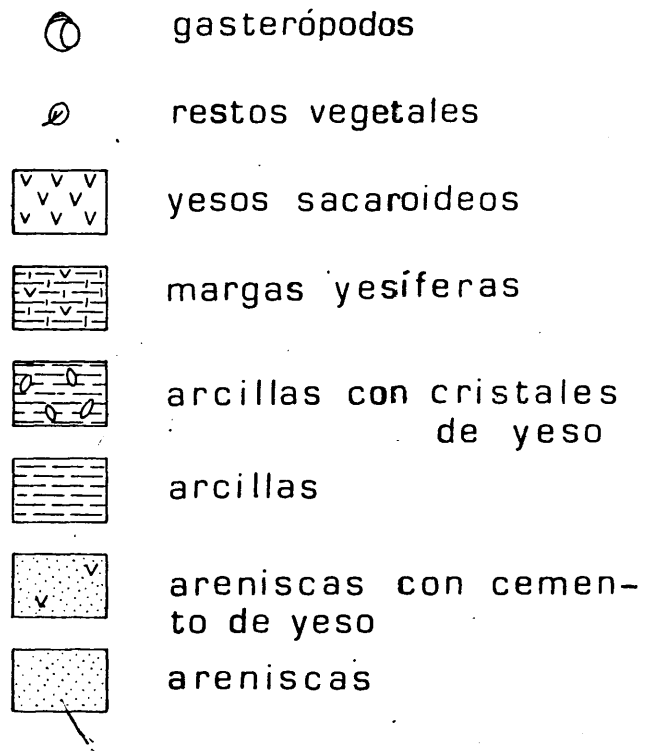
2.- 11 m de arcillas limosas, están algo cubiertas, son de color marrón claro.

3.- Paleocanal de 1 mm de potencia. De muro a techo presenta:

a) 6 m de estratificación cruzada de gran escala en arena de tamaño grueso y medio, con cantos blandos, de cuarcita y de caliza en los dos primeros metros. A continuación pasa a ser arena de tamaño medio a fino. Los sets son de mayor tamaño hacia la base llegando a tener 1 m, con láminas tangenciales a las cicatrices de los surcos. Hay una dispersión de paleocorrientes comprendida entre 4-° y 80° E con sentidos N y S respectivamente. Hacia el S y al techo de este nivel la estratificación cruzada de gran escala está formada por dunas ascendentes y predominan las direcciones

DEL RIO MAYOR 2

FIGURA 24



de paleocorrientes alrededor de los 80°S. Los sets disminuyen de potencia, entre 20 y 30 cm. Intercalados hay cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, estos cosets tienen cicatrices inclinadas hacia el N al igual que los sets de estratificación cruzada de gran escala. Los ripples son ascendentes sobre la cicatriz o descendentes sobre éstas. Entre los cosets de estratificación cruzada de gran escala existen superficies de acreción lateral inclinadas en sentido contrario al de la migración de las dunas. Hacia el S parte del techo de esta unidad pasa lateralmente a bed sets formados por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala.

- b) 25 cm de un coset de estratificación cruzada de pequeña escala, con direcciones de paleocorriente comprendidas entre 78 y 90°E con sentido al S. El coset se inclina hacia el N. Está formado por arena media y disminuye de tamaño de grano hacia el techo. Está en parte erosionado por una superficie bastante plana e inclinada hacia el S.
- c) 3,50 m de estratificación cruzada de gran escala, con sets de 20 a 30 cm de potencia y paleocorrientes comprendidas entre 65 y 105° E de dirección con sentidos al N y S respectivamente. Hacia el S pasa a bed sets de estratificación cruzada de pequeña escala. Los sets son en general de dunas ascendentes.

d) 1,50 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala formando un bed set que lateralmente, hacia el S, se apoya discordante y erosivamente sobre otro bed set. La potencia de cada bed oscila entre 5 y 30 cm y son algo biconvexo. Al techo de cada bed hay una ligera disminución en el tamaño de la arena fina. Todo el conjunto de la secuencia pasa hacia el S, a bed sets de estratificación cruzada de pequeña escala, con las mismas características que los descritos hasta ahora, separados por superficies de erosión. Pueden ser simples, o compuestos si los bed alternan en limos y arena fina. En muchos de los beds no se aprecia la estratificación cruzada de pequeña escala. Estos bed sets pueden estar afectados por fenómenos de licuefacción. Lateralmente y hacia el S el paleocanal disminuye de potencia y acaba desapareciendo. A nivel de su techo hay 0,45 m de arenas finas en estratos planos paralelos y con estratificación cruzada de pequeña escala alternando con limos que parecen masivos.

4.- 6 m de arcillas de colores abigarrados marrón claro, verde y naranja. Hacia el N están erosionadas completamente por un nuevo paleocanal.

5.- Paleocanal que varia notablemente de potencia, en él se han realizado dos cortes:

a) Sobre la cicatriz de su base hay un coset de estratificación cruzada de gran escala, en arena media a fina. La potencia de los sets,

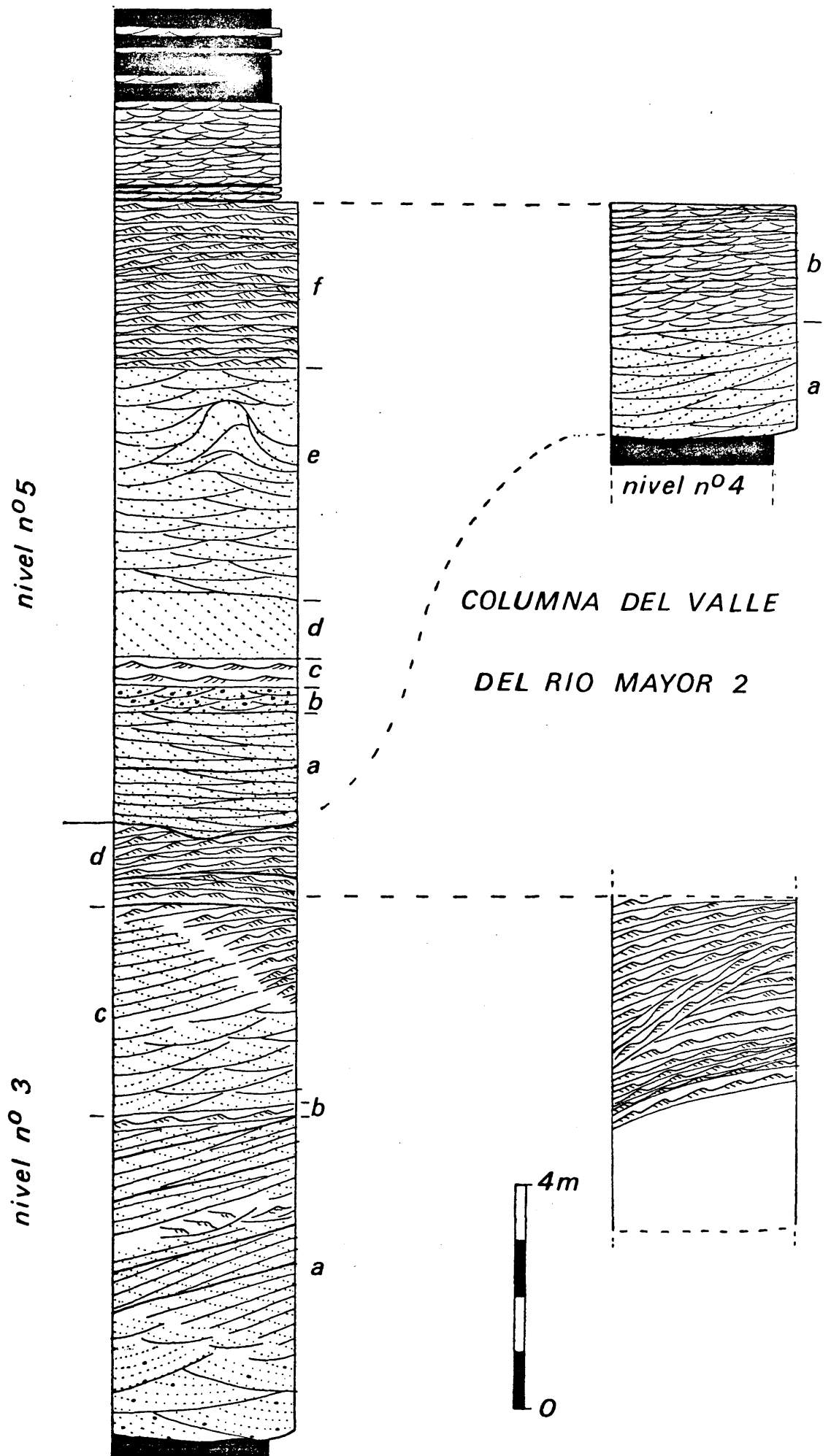


FIGURA 25

oscila entre 20 y 15 cm. La dirección de la paleocorriente es de 100°E con sentido al N. A 1 m de la base hay una cicatriz que separa dos cosets dentro de este nivel.

- b) 0,50 m de estratificación cruzada de gran escala de dunas muy bajas. Por su tamaño los sets serían de estratificación cruzada de pequeña escala, pero están formados por arena gruesa y cantos.
- c) 0,50 m de estratificación cruzada de pequeña escala.
- d) 1,20 m de arena media con laminación inclinada al S, en dirección N-S, y convexa, en dirección E-W. La dirección de paleocorriente es de 100°E con sentido al N.
- e) 4 m de estratificación cruzada de gran escala de surco con algo de deformación hidroplástica en el centro del coset.
- f) 3 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala de alrededor de 30 cm de potencia y semejantes a los descritos al techo del paleocanal correspondiente al nivel 3.

Lateralmente hacia el S, el paleocanal se adelgaza. Hacia la mitad del afloramiento la secuencia de relleno es la siguiente:

- II:a) Sin que exista depósito de lag y sobre la cicatriz en primer lugar hay 2 m de estratificación cruzada de gran escala de surco. La potencia de los sets oscila entre 15 y 30 cm.

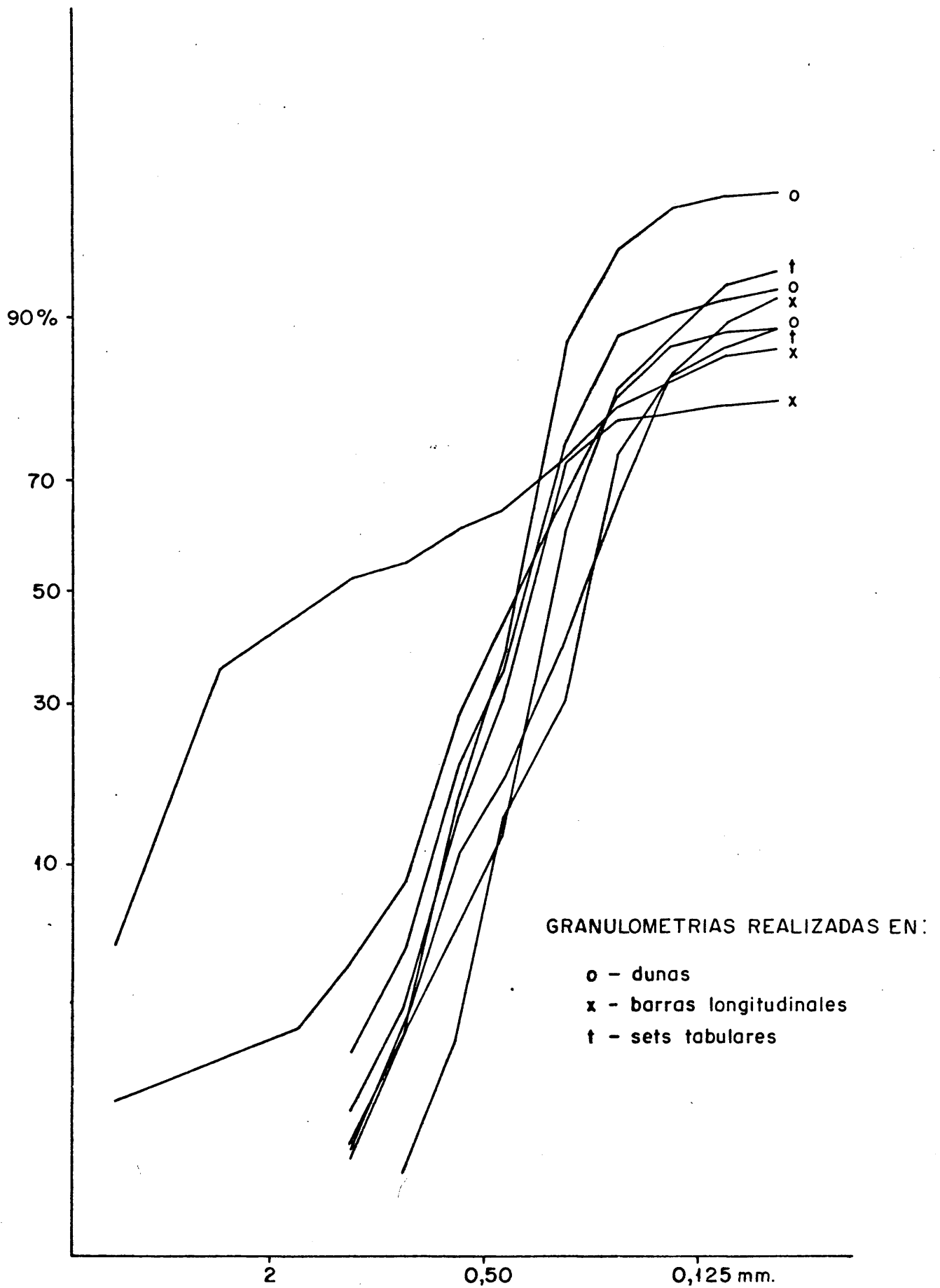


FIGURA 26.- Curvas acumuladas de las granulometrías realizadas en las series del Valle del Rio Mayor 1 y 2. Son arenas de tamaño grueso a medio.

El sentido de la paleocorriente es hacia el N. Los sets situados hacia la base son de arena gruesa. Aunque en conjunto la estratificación cruzada es de tipo surco algunos sets son planares y presentan superficies de reactivación.

- b) Sobre una cicatriz bastante plana se apoyan 2,10 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, en niveles limitados por superficies plano-paralelas, algo inclinadas hacia el N. La potencia de los cosets disminuye hacia el techo desde 70 cm hasta 5 cm.
- c) 1,40 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala en arena fina, alternando con otros de limos que también contienen estratificación cruzada de pequeña escala. La potencia de los niveles areniscos oscila alrededor de 10 cm, pero aumentan de espesor hacia el N y el techo, donde alcanzan hasta 40 cm y desaparecen los limos intercalados.
- d) 2 m de limos con niveles dispersos de arena fina con estratificación cruzada de pequeña escala.

6.- 2 m de limos con niveles dispersos de arena fina con estratificación cruzada de pequeña escala.

7.- 26 m de arcillas marrones masivas.

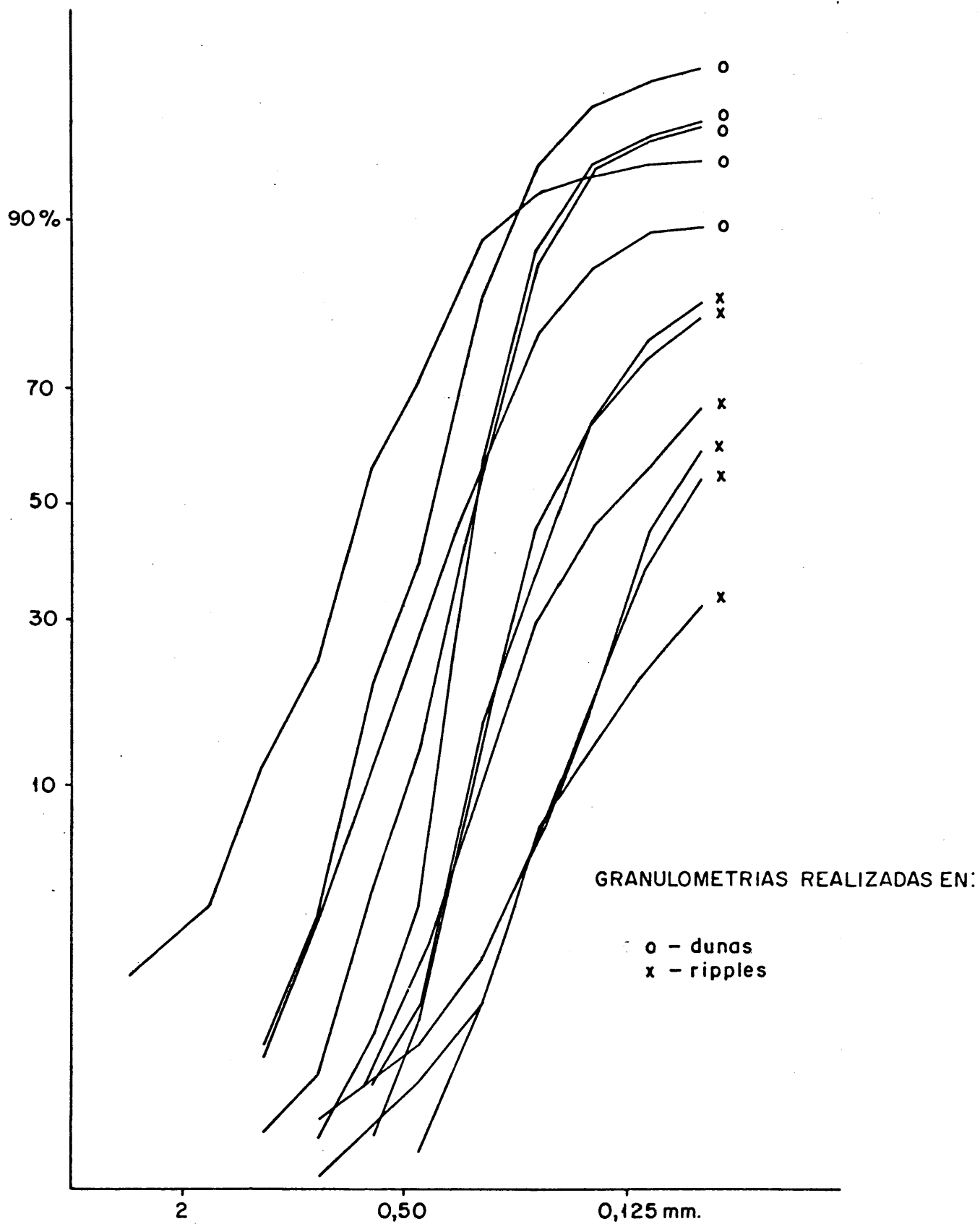


FIGURA 27.- Curvas acumuladas de las granulometrías realizadas en las series del Valle del Rio Mayor 1 y 2. Son arenas de tamaño grueso a limos.

- 8.- 2 m de areniscas. No se ven las estructuras.
- 9.- 4 m de arcillas marrones masivas.
- 10.- Paleocanal de 4 m de potencia formado por:
- a) 30 cm de depósito de lag, formado por cantos de caliza y de cuarcita.
 - b) 0,70 m de estratificación cruzada de gran escala con gran cantidad de cantos de caliza dentro de las láminas de los sets.
 - c) Sets de gran escala y con 0.40 m de potencia.
- Sobre b) y c) existe una cicatriz y sobre esta:
- d) 3,50 m de estratificación cruzada de gran escala con sets de alrededor de 30 cm de potencia.
- 11.- 10 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso de escasos mm de diámetro. Este nivel está parcialmente cubierto.
- 12.- 2,50 m de yesos sacaroideos blancos.
- 13.- 1,50 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso de alrededor de 4 mm de diámetro.
- 14.- 1,10 m de yesos blancos sacaroideos.

- 15.- 3,50 m de margas grises yesíferas.
- 16.- 1,50 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso de alrededor de 5 mm de diámetro individuales o formando rosas de pequeño tamaño. Al techo los últimos 5 cm son de arcilla verde, asociada a la cicatriz de un paleocanal suprayacente.
- 17.- Paleocanal formado por:
- a) 2 m de arena gruesa, con estratificación cruzada de gran escala y cemento de yeso.
 - b) 0,25 m de estratificación cruzada de pequeña escala en arena fina y cemento de yeso.
- 18.- Nuevo paleocanal formado por 1.20 m de arena gruesa con estratificación cruzada de gran escala, tiene cemento de yeso.
- 19.- Sobre base erosiva una nueva secuencia fluvial de relleno que comienza con un depósito de lag de 10 cm de potencia formado por cantos blandos, arena gruesa y cristales de yeso. Encima 7 m de arena gruesa con estratificación cruzada de gran escala y con cemento de yeso. Este paleocanal muestra un afloramiento de más de 100 m de longitud.
- 20.- Lateralmente y erosionado hasta 1 m al paleocanal antes descrito se apoya otro paleocanal. Este nuevo paleocanal tiene un depósito de lag de cantos de arenisca y de arcilla en una matriz arcillo-limosa. La base del relleno parece desplomada,

probablemente debido a fenómenos de escape de agua y compactación diferencial. El substrato se ve localmente deformado. Sobre el depósito de lag hay en primer lugar 3 m de estratificación cruzada de gran escala en arena gruesa con cemento de yeso y por encima 30 cm de estratificación cruzada de pequeña escala también con cemento de yeso.

- 21.- 0,40 m de areniscas rellenando un paleocanal de base ligeramente erosiva con estratificación cruzada de gran escala. Al techo presenta 15 cm de estratificación cruzada de pequeña escala. Está cementado en yeso.
- 22.- Paleocanal de 0,40 m de potencia igual al anterior.
- 23.- 2,10 m de limolita cementada en yeso aparentemente masiva y con lentejones intercalados de 5 a 40 cm de potencia de areniscas finas también cementadas en yeso y con estratificación cruzada de pequeña escala.
- 24.- Lateralmente todo el paleocanal anterior y parte del "22" quedan erosionados por otro. Sobre la cicatriz de su base hay un depósito de lag muy potente, de 0,60 m, con cantos de arenisca en una matriz limosa. Este lag está cementado en yesos, y presenta grandes cristales de yeso de hábito prismático, en agregados desorientados. Sobre este lag parcialmente erosionado por una cicatriz hay 3 m de arena gruesa con estratificación cruzada de gran escala y sobre este co-set otro de 15 cm de potencia formado por estratificación cruzada de pequeña escala.

- 25.- Nueva secuencia fluvial sobre base erosiva, sin depósito de lag y formada por: 2 m de estratificación cruzada de gran escala y a continuación 0.15 m de estratificación cruzada de pequeña escala. Todo con cemento de yeso.
- 26.- Paleocanal de 4 m de potencia sin depósito de lag, está formado por arena media a fina con estratificación cruzada de gran escala de tipo surco. Al techo de este coset se midió la dirección de paleocorriente siendo ésta de 60°E con sentido al N. Hacia la base del paleocanal sin embargo hay una gran dispersión alrededor de este valor. Está cemento en yeso.
- 27.- 2 m de limolita masiva amarillenta y con cemento de yeso. No se distinguen estructuras internas.
- 28.- 3 m de margas.
- 29.- 2 m de arcillas limosas rojas con cristales lenticulares de yeso de 3 a 5 mm de diámetro. También hay agregados formando pequeñas rosas.
- 30.- 2 m de arcillas limosas rojas con cristales lenticulares de yeso, aislados o formando pequeñas rosas. También tapizan pequeños tubos verticales de escasos milímetros de espesor, rellenos por yeso sacaroides; quizás están relacionados con restos de raíces. Dentro de este nivel hay sets de estratificación cruzada de pequeña escala, aislados dentro de las arcillas; y que interpretado como ripples de adhesión.

- 31.- 4 m de limos con cemento de yeso y yeso en agregados macrocristalinos que aparecen dispersos y carentes de orientación. Los cristales son de alrededor de 3 mm de diámetro. A 1 m del techo hay una mayor abundancia de cristales de yeso, los cristales son aciculares con el eje c perpendicular a la estratificación y de 4 mm de longitud. Estos cristales están englobados en una matriz de yeso sacaroideo. Lateralmente cambian de hábito y se presentan en agregados desorientados.
- 32.- 4,80 m de yesos blancos alabastrinos. Hacia el techo se hacen sacaroideos y tienen cristales de yeso de hasta 1 cm de longitud, con hábito acicular y con su eje mayor perpendicular a la estratificación.
- 33.- 9,80 m de yesos blancos sacaroideos.
- 34.- 3 m de arcillas rojas con cristales de yeso de hábito lenticular, con un diámetro comprendido entre 4-5 mm. También forman pequeñas rosas.
- 35.- 7 m de yeso blanco sacaroideo, con cristales de hábito acicular, individuales y desorientados.
- 36.- 1 m de margas grises.
- 37.- 1 m de yeso blanco sacaroideo.
- 38.- 0,50 m de margas grises.
- 39.- 3 m de yeso blanco sacaroideo.

40.- 1 m de arcilla roja con cristales lenticulares de yeso semejantes a los descritos anteriormente.

41.- 4 m de yeso alabastrino, algo sacaroides, y con niveles intercalados, de poca potencia, de arcillas rojas con cristales de yeso.

42.- 8,50 m de yesos blancos sacaroides.

Aunque en principio esta serie puede ser dividida en varios tramos no tendría ninguna utilidad, por los cambios laterales de facies tan notables que existen lateralmente. Sí se puede dividir en dos tramos, el primero hasta el nivel 32 y desde este último en adelante, donde predominan los yesos sacaroides y que tienen gran continuidad cartográfica.

2.2.19.- Serie del Valle del Río Mayor 3 (Figs. 3 y 28)

Comienza junto a la Senda de Valdesaete, en las coordenadas de Longitud $1^{\circ}01'48''$ y Latitud $40^{\circ}09'4''$. Las coordenadas de su techo son: Longitud $1^{\circ}01'47''$ y Latitud $40^{\circ}09'52''$.

1.- 0,50 m de arcillas abigarradas, de color rojo, verde y violeta, con cristales lenticulares de yeso muy pequeños. Pasan gradualmente al nivel siguiente.

- 2.- 0,40 m de margas con cristales de yeso. Lateralmente se acuñan.
- 3.- 0,75 m de caliza margosa gris. Se presenta en tres capas bien diferenciadas, siendo el conjunto más margoso hacia la base y más calcáreo hacia el techo. La potencia de las capas es desde la base: 25, 25 y 35 cm. Hay dos niveles de acumulación de restos vegetales en gran abundancia; el primero en la base de la primera capa, el segundo en la base de la tercera que tiene textura travertínica.
- 4.- 1 m de arcillas verdes con cristales lenticulares de yeso alrededor de 4 mm de diámetro.
- 5.- 1 m de arcillas rojas con cristales lenticulares de yeso como el nivel anterior.
- 6.- 0,70 m de limos con cemento de yeso.
- 7.- 0,70 m de arcillas rojas con cristales lenticulares de yeso de escasos milímetros de diámetro.
- 8.- 0,50 m de yeso blanco sacaroides.
- 9.- 1,80 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso como los niveles precedentes.
- 10.- 0,60 m de arenas limosas con cemento yesífero y cristales de yeso. Lateralmente alcanza 0.80 m de potencia.

- 11.- 3,50 m de arcillas rojas con cristales lenticulares de yeso, con intercalaciones decimétricas de arenas limosas con cemento y cristales de yeso.
- 12.- Alternancia de areniscas con cemento de yeso, arcillas y yeso:
- a) 0,40 m de areniscas de tamaño fino con cemento de yeso y estratificación cruzada de pequeña escala.
 - b) 0,10 m de arcillas de color marrón claro.
 - c) 5 cm de cristales de yeso de hábito acicular con el eje c perpendicular a la estratificación.
 - d) 4 cm de cristales de yeso de hábito prismático, desorientados, con el eje mayor más o menos paralelo a la estratificación.
 - e) 25 cm de arenisca de tamaño fino con cemento de yeso y estratificación cruzada de pequeña escala.
 - f) 4 cm de arcilla marrón.
 - g) 1,50 cm formados por tres niveles superpuestos de yesos aciculares con el eje mayor perpendicular a la estratificación.
 - h) 1 cm de limos con estratificación cruzada de pequeña escala.

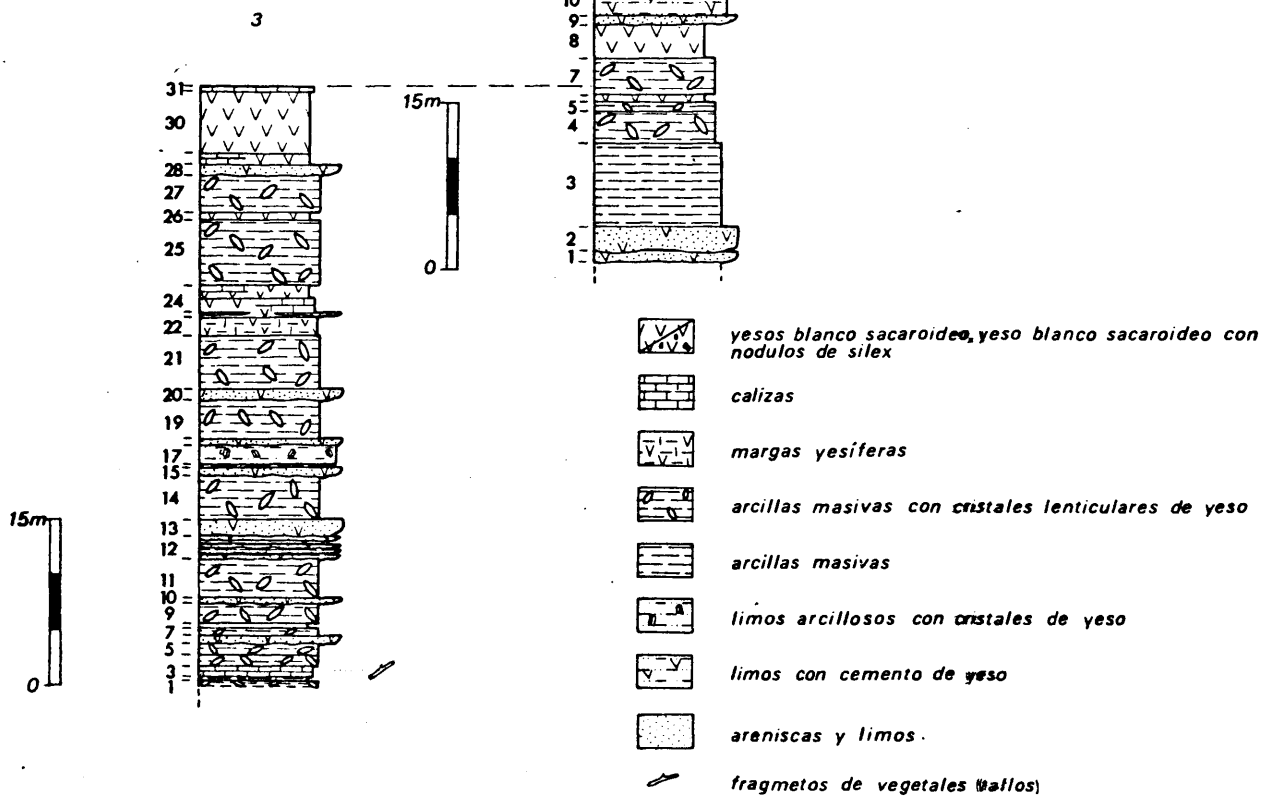
- i) 2 cm de yesos aciculares perpendiculares a la estratificación.
- j) 25 cm de arenas finas con cemento de yeso y estratificación cruzada de pequeña escala.
- k) 2 cm de yesos aciculares perpendiculares a la estratificación.
- l) 2 cm de limos con cemento de yeso y laminación paralela.
- ll) 0.10 m de arcilla.
- m) 12 cm de agregados tabulares de yeso algo desorientados.
- n) 0.30 cm de arenisca de tamaño fino y cemento de yeso con estratificación cruzada de pequeña escala. Lateralmente en este nivel aparecen dos niveles de 3 cm con cristales de yeso prismático, perpendiculares a la estratificación. El cemento de yeso no permite identificar ni separar cosets individuales. Todos los cristales son limpios, no contienen impurezas de arcillas ni arena.

13.- Paleocanal... de 1.60 m con areniscas de tamaño fino con cemento de yeso y estratificación cruzada de pequeña escala.

14.- 4.50 m de arcillas limosas masivas y de color rojo con cristales lenticulares de yeso.

COLUMNAS DEL VALLE
DEL RIO MAYOR 3 y 4

FIGURA 28



- 15.- 0,70 cm de limolita con cemento de yeso, el cemento impide ver si existen estructuras o si es un nivel masivo. No se ve si la base es erosiva.
- 16.- 0,35 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso de escasos milímetros de diámetro.
- 17.- 1,70 m de limos arcillosos con agregados macrocristalinos de yeso. No se ve si la base es erosiva.
- 18.- Paleocanal de 0,50 m de potencia con arena de tamaño fino y estratificación cruzada de pequeña escala.
- 19.- 3,50 m de arcillas rojas masivas, con cristales lenticulares de yeso.
- 20.- Paleocanal de 0,70 m de potencia, con arenisca de tamaño fino y cemento de yeso. El cemento impide la observación de las estructuras sedimentarias.
- 21.- 4,80 m de arcillas rojas masivas, con cristales lenticulares de yeso, de pocos milímetros de diámetro.
- 22.- 1,70 m de margas.
- 23.- 0,35 m de yeso blanco sacaroideo. Lateralmente está algo erosionados por pequeños canales, rellenos por arena fina con estratificación cruzada de pequeña escala y con cemento de yeso.

- 24.- 2,60 m de caliza gris alternando con yeso blanco sacaroideo. La estratificación es irregular y lateralmente las calizas pasan a yeso.
- 25.- 6 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso. Hay dos niveles intercalados de yeso sacaroideo, algo cubiertos y de escasa potencia.
- 26.- 0,50 m de yeso blanco sacaroideo.
- 27.- 3,50 m de arcillas con cristales de yeso.
- 28.- 1,30 m de limolita con cemento de yeso. No se puede asegurar que sean masivos porque el cemento de yeso enmascara la estructura interna.
- 29.- 1 m de yeso blanco sacaroideo que lateralmente pasa a caliza gris.
- 30.- 5,60 m de yeso blanco sacaroideo.
- 31.- 0,50 m de caliza gris.

La parte inferior de la serie es más detrítica con relación a la superior donde predominan los yesos. Los términos litológicos van siendo predominantemente evaporíticos hacia el techo, pero la transformación vertical de las secuencias va siendo gradual.

2.2.20.- Serie del Valle del Río Mayor 4 (Figs. 3 y 28)

Las coordenadas de su base son: Longitud 1°03'20" y Latitud 40°09'53".

- 1.- Paleocanal de 2,20 m de potencia, con arenisca de tamaño medio y estratificación cruzada de gran escala y cemento de yeso.
- 2.- Erosionando algo al paleocanal anterior se apoya un nuevo paleocanal de 1 m de potencia y de características idénticas al anterior.
- 3.- 7,50 m de arcillas masivas verdes y violetas con cristales de yeso y pequeños niveles de limos intercalados.
- 4.- 2,90 m de arcillas marrones masivas con gran cantidad de cristales lenticulares de yeso. El nivel es de espesor irregular y da un resalte.
- 5.- 0,40 m de arcillas marrones masivas con cristales lenticulares de yeso.
- 6.- 0,60 m de yeso blanco sacaroideo.
- 7.- 3,10 m de arcillas marrones masivas con cristales lenticulares de yeso de escasos milímetros de diámetro (4 a 5).
- 8.- 3 m de yesos blancos sacaroideos.
- 9.- 1 m de arena fina con cemento de yeso.

- 10.- 2,40 m de limo arcilloso masivo que presenta cemento de yeso hacia el techo.
- 11.- 0,35 m de yeso sacaroideo, pulverulento, y con arcilla dispersa de color amarillento.
- 12.- 3 m de arcillas rojas masivas con cristales de yeso de hábito prismático con longitud comprendida entre 1 y 3 mm.
- 13.- 1,20 m de yeso blanco sacaroideo.
- 14.- 3,80 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso de escasos milímetros de diámetro.
- 15.- 2 m de yesos sacaroideos algo estratificados en niveles de alrededor de 0.20 m de potencia.
- 16.- 16,50m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso.
- 17.- 4,80 m de yeso blanco sacaroideo. En la primera mitad el nivel alterna con arcillas con cristales de yeso, en capas delgadas e irregulares. Hacia el techo se va haciendo margoso.
- 18.- 1,70 m de margas con yesos.
- 19.- 0,38 m de calizas gris.
- 20.- 1,60 m de yeso blanco sacaroideo.
- 21.- 0,50 m de caliza gris.

- 22.- 3 m de yeso blanco sacaroideo con capas de caliza alrededor de 20 cm. Las calizas lateralmente pasan a yeso.
- 23.- 19,40 m de yeso blanco sacaroideo, algo estratificado en la base. El resto es masivo y con nódulos de sílex.
- 24.- 0,20 m de caliza gris.
- 25.- 29 m de yeso blanco sacaroideo con nódulos de sílex.

Las litologías dominantes en esta serie son las arcillas con cristales de yeso y los yesos sacaroideos. A partir del nivel 16 la serie es fundamentalmente yesífera. El cemento de yeso no sólo impide ver gran parte de las estructuras sedimentarias, sino que además dificulta la observación de las bases de los niveles limolíticos.

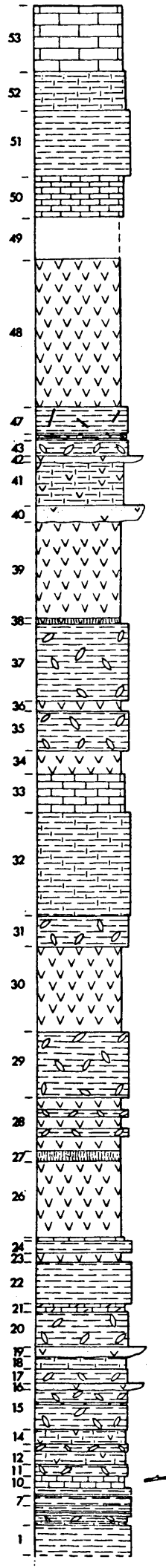
2.2.21.- Serie del Valle del Río Mayor 5 (Figs. 3 y 29)

Esta serie comienza en las coordenadas de: Longitud 1°03'47" y Latitud 40°08'30" y termina sobre la caliza del páramo.

- 1.- 4 m de arcillas rojas masivas, con cristales lenticulares de yeso de 3 a 5 mm de diámetro.
- 2.- 0,40 m de margas.











- 3.- 0,70 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso.
- 4.- 0,30 m de arcilla de color gris oscuro.
- 5.- 0,30 m de marga yesífera gris. El tránsito es gradual con el nivel subyacente.
- 6.- 0,70 m de arcilla gris. El tránsito es gradual con el nivel subyacente.
- 7.- 1,50 m de arcillas rojas masivas.
- 8.- 0,20 m de caliza arenosa.
- 9.- 0,90 m de marga calcárea.
- 10.- 1,50 m de caliza con restos de tallos vegetales que no están en posición de vida.
- 11.- 1,30 m de arcillas con cristales lenticulares de yeso de escasos milímetros de diámetro.
- 12.- 1,70 m de marga yesífera.
- 13.- 1 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso.
- 14.- 1,70 m de marga yesífera.
- 15.- 5,10 m de arcillas rojas masivas con cristales de yeso, a 3,40 m de su base hay un nivel de yeso blanco sacaroides de 35 cm de potencia, y al techo un nivel carbonoso de 1 cm.

- 16.- Paleocanal de 0,70 m de potencia, relleno por areniscas con estratificación cruzada de pequeña escala, con deformación hidroplástica y cemento de yeso.
- 17.- 1,80 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso.
- 18.- 1,60 m de margas.
- 19.- Paleocanal de 1.40 m de potencia relleno por arenas de tamaño medio a fino con estratificación cruzada de pequeña escala.
- 20.- 4,40 m de arcillas rojas masivas y con cristales lenticulares de yeso.
- 21.- 1 m de dolomía yesífera.
- 22.- 5,30 m de arcillas rojas masivas.
- 23.- 1,20 m de yeso blanco sacaroideo.
- 24.- 1,50 m de arcillas rojas masivas.
- 25.- 1,50 m de caliza gris, estratificada y con laminaciones.
- 26.- 9,80 m de yeso blanco sacaroideo.
- 27.- 1,30 m de yeso macrocristalino, algo estratificado, con agregados de cristales aciculares preferentemente perpendiculares a la estratificación.



COLUMNA DEL VALLE
DEL RIO MAYOR 5

FIGURA 29

-  restos vegetales
-  yeso macrocristalino
-  yeso sacaroideo
-  calizas
-  margas yesíferas
-  margas
-  arcillas con cristales aciculares de yeso
-  arcillas con cristales lenticulares de yeso
-  arcillas
-  arenisca con cemento de yeso



- 28.- 6,80 m de alternancia de yeso blanco sacaroido con arcillas rojas, masivas, con cristales lenticulares de yeso.
13,50 m cubiertos, lateralmente.
- 29.- 8,50 m de arcillas rojas masivas, con cristales lenticulares de yeso.
- 30.- 11 m de yeso blanco sacaroido.
- 31.- 4 m de arcillas rojas masivas, con cristales lenticulares de yeso de alrededor de 3 mm de diámetro.
- 32.- 13,50 m de arcilla margosa.
- 33.- 5 m de calizas grises tableadas.
- 34.- 2,90 m de yeso blanco sacaroido.
- 35.- 5,20 m de arcillas rojas masivas, con cristales lenticulares de yeso de 3 a 4 mm de diámetro. La teralmente los dos últimos metros del techo pasan a yeso blanco sacaroido.
- 36.- 1,30 m de yeso blanco sacaroido con cristales de yeso en agregados macrocristalinos y cristales individuales aciculares de 4 a 5 mm de longitud.
- 37.- 10 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso de 3 a 4 mm de diámetro.

- 38.- 0,70 m de yeso macrocristalino. Los cristales tienen en apariencia hábito prismático y forman agregados, están desorientados y tienen diámetro de alrededor de 2 cm.
- 39.- 12,40 m de yeso blanco sacaroideo.
- 40.- Paleocanal de 2 m de potencia, con arena de tamaño medio a fino con estratificación cruzada de gran escala, deformación hidroplástica y cemento de yeso.
- 41.- 5,50 m de marga yesífera de color gris claro.
- 42.- Paleocanal de 0.80 m de potencia, la arenisca es de tamaño fino, no se ven estructuras internas debido al cemento de yeso.
- 43.- 2 m de arcillas rojas, masivas, con cristales lenticulares de yeso.
- 44.- 0,20 m de yeso blanco sacaroideo.
- 45.- 0,60 m de margas yesíferas de color gris claro.
- 46.- 0,20 m de yeso blanco sacaroideo.
- 47.- 3,30 m de arcillas rojas, masivas, con cristales aciculares de yeso, de alrededor de 1 mm de longitud.
- 48.- 0,20 m de arcilla gris, masiva, con cristales lenticulares de yeso de alrededor de 2 mm de diámetro.
- 49.- 19 m de yeso blanco sacaroideo.

50.- 5,60 m cubiertos.

51.- 5,20 m de calizas grises tableadas, en capas de 8 a 20 cm de espesor.

52.- 8,65 m de arcillas marrones masivas.

53.- 5 m de margas de color crema.

54.- 8,60 m de calizas grises en bancos de 0.50 m de espesor.

De todas las series descritas hasta ahora esta es la primera que termina en la caliza de los páramos, aunque faltan algunas decenas de metros de este nivel.

2.2.22.- Serie del Valle del Río Mayor 6 (Figs. 3 y 30)

Comienza en las coordenadas de: Longitud 1°06'26" y Latitud 40°09'10". Termina en la Loma del Tinto.

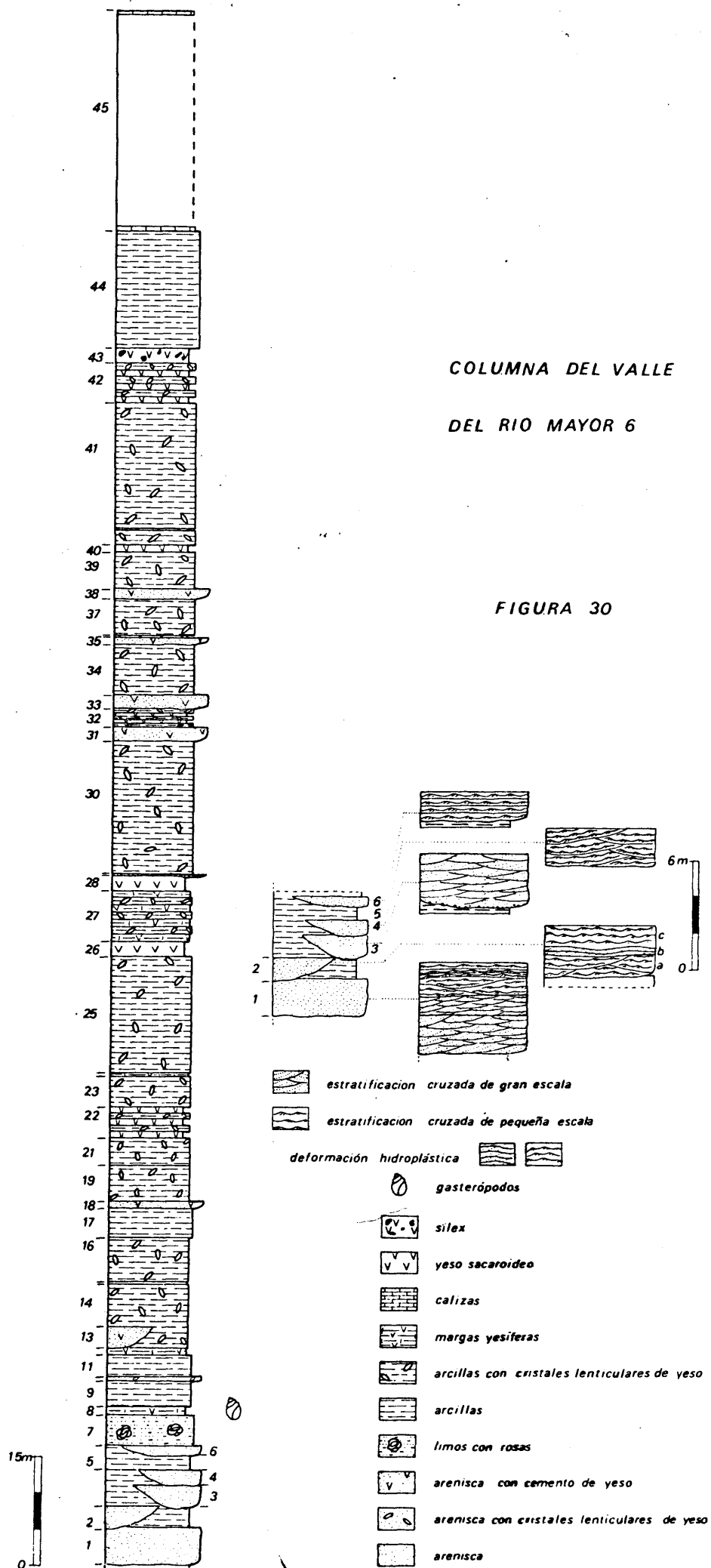
1.- Paleocanal de 5 m de potencia, cuyo relleno está constituido de muro a techo por:

a) Sin depósito aparente de lag y sobre la cicatriz de la base se observa en primer lugar 2,20 m de estratificación cruzada de gran escala, la potencia de los sets disminuye hacia el techo.

- b) Sobre cicatriz se apoya un nuevo coset de estratificación cruzada de gran escala de 1 m de potencia.
- c) 2 m de estratificación cruzada de pequeña escala, en cosets limitados por cicatrices de bases cóncavas y techos en general convexos, hacia arriba son horizontales. Los ripples suelen estar dispuestos en láminas inclinadas. La potencia de los cosets es de alrededor de 0,50 m y algo mayores hacia el techo, su longitud es de alrededor de 2 m.

2.- 2,80 m de arcillas. Lateralmente hay un paleo canal de casi la misma potencia que erosiona ligeramente al paleocanal descrito anteriormente. Este de muro a techo presenta:

- a) 1 m de estratificación cruzada de pequeña escala, en cosets algo deformados hidrop lásticamente.
- b) 0,50 m de estratificación cruzada de gran escala planar, la potencia de los sets es de 10 cm. El coset está afectado por deformación hidroplástica.
- c) 1,30 m de estratificación cruzada de pequeña escala, también afectada por deformación hidroplástica.



- 3.- Paleocanal de 3 m de potencia. Sobre la cicatriz de la base hay un depósito de lag formado por cantos blandos. Está relleno por arena media con estratificación cruzada de gran escala.
- 4.- Paleocanal de 2 m de potencia, que erosiona en parte al anterior, está formado por arenisca de tamaño medio con estratificación cruzada de pequeña escala en cosets de límites erosivos. Los ripples se adaptan a la morfología de las cicatrices basales de los cosets.
- 5.- 2 m de arcillas marrones masivas.
- 6.- Paleocanal de 1,40 m de potencia, con arenas finas y estratificación cruzada de pequeña escala; en cosets de límites horizontales y paralelos, bastante continuos.
- 7.- 4,20 m de limo arcilloso con agregados de yesos lenticulares. Hacia el techo disminuyen la proporción de limos.
- 8.- 1,20 m de marga gris, fétida y con conchas de gasterópodos.
- 9.- 3,50 m de arcillas masivas de color moteado, rosado y verde claro.
- 10.- 0,60 m de arena fina con cristales lenticulares de yeso.
- 11.- 3 m de arcillas masivas.
- 12.- 1 m de marga yesífera (ver muestra).

- 13.- 2,90 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso. Lateralmente el techo de este nivel se corresponde con el de un paleocanal de 3 m de potencia, relleno por arena de tamaño medio con estratificación cruzada de gran escala.
- 14.- 5,60 m de arcillas rojas masivas, con cristales lenticulares de yeso de 1 a 2 mm de diámetro y en gran cantidad.
- 15.- 0,40 m de marga arcillosa.
- 16.- 6 m de arcillas rojas masivas con yeso en cristales lenticulares de 1 a 3 mm de diámetro, muy abundante.
- 17.- 4 m de arcilla masiva de color gris verdoso.
- 18.- Paleocanal de 0.90 m de potencia con arenisca de tamaño fino y estratificación cruzada de pequeña escala. Está cementado por yeso. En su base, en la que no hay depósito de lag, existen 3 cm de cristales de yeso de hábito prismático formando agregados que están desorientados.
- 19.- 5 m de arcillas rojas masivas con cristales de yeso.
- 20.- 0,15 m de marga gris que pasa gradualmente a arcillas rojas con yeso.
- 21.- 3,80 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso de pocos milímetros de diámetro.

- 22.- 4,25 m de alternancia de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso alternando con yeso blanco sacaroideo.
- 23.- 4,25 m de arcillas rojas masivas, con cristales lenticulares de yeso de 3 a 4 mm de diámetro.
- 24.- 0,50 m de marga yesífera.
- 25.- 15,90 m de arcillas rojas masivas, con cristales lenticulares de yeso de 3 a 4 mm de diámetro.
- 26.- 2 m de yeso blanco sacaroideo.
- 27.- 6,80 m de arcillas rojas, masivas, con cristales lenticulares de yeso alternando con margas yesíferas.
- 28.- 1,70 m de yeso, en capas delgadas, muy irregulares.
- 29.- Paleocanal de 0,40 m de potencia de base erosiva cementado en yeso. No se aprecia la estructura interna de la arenisca.
- 30.- 18,60 m de arcillas rojas masivas, con cristales lenticulares de yeso.
- 31.- 2 m de arenas de grano fino con estratificación cruzada de pequeña escala y cemento de yeso.
- 32.- 2,50 m de alternancia de yesos blancos sacaroideos y arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso de 3 a 4 mm de diámetro.

- 33.- Paleocanal de 2 m de potencia con arenas de grano fino, y estratificación cruzada de pequeña escala, con restos vegetales. El relleno presenta deformación hidroplástica y está cementado en yeso.
- 34.- 6,80 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso.
- 35.- Paleocanal de 0,90 m de potencia con arenisca de grano fino y estratificación cruzada de pequeña escala y cemento de yeso. Las areniscas tienen deformación hidroplástica.
- 36.- 0,30 m de yeso blanco sacaroideo.
- 37.- 5,10 m de arcillas rojas masivas, con cristales lenticulares de yeso de alrededor de 3 mm de diámetro.
- 38.- Paleocanal de 1,50 m de potencia con arenisca de grano fino, y estratificación cruzada de pequeña escala con cemento de yeso.
- 39.- 5,10 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso.
- 40.- 1 m de yeso blanco sacaroideo, estratificado en bancos.
- 41.- 19,45 m de arcillas rojas con cristales lenticulares de yeso. A 2 m de su base hay una capa de 30 cm de potencia de yeso blanco sacaroideo.

- 42.- 5,40 m de alternancia de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso y margas yesíferas.
- 43.- 2 m de yeso blanco sacaroideo con nódulos de sílex.
- 44.- 15,90 m de arcillas rojas masivas.
- 45.- 30 m cubiertos. En la base hay margas y al techo hay un banco de caliza gris.

En la parte inferior de esta serie, hasta el nivel 14, hay una relativa abundancia de paleocanales. A partir del nivel 14, hasta el 43, la secuencia fundamental la forman arcillas con cristales lenticulares de yeso y yeso sacaroideo.

2.2.23.- Serie de Caracenilla del Valle (Figs. 3 y 31)

Se encuentra situada junto al pueblo de Caracenilla. Las coordenadas de su base son: Longitud 1°07'30" y Latitud 40°03'13". Termina en lo alto del cerro de las Carrasquillas.

- 1.- 7,30 m de arcillas rojas masivas.
- 2.- 0,90 m de margas yesíferas de color gris, fétidas y con fragmentos de concha de gasterópodos.

- 3.- 4,20 m de arcillas rojas masivas, con cristales lenticulares de yeso. A mitad de este nivel existe un tramo margoso de 1 m de potencia, las margas son yesíferas, de color gris y tienen fragmentos de conchas de gasterópodos.
- 4.- 0,50 m de margas con cristales de yeso. En su interior hay además fragmentos de conchas de gasterópodos. En su techo hay 3 cm de marga carbonosa.
- 5.- 0,10 m de arcillas rojas con restos carbonosos asociados a vegetales probablemente restos de hojas.
- 6.- 0,70 m de margas con cristales de yeso.
- 7.- Paleocanal de 0,60 m de potencia. La arenisca tiene cemento de yeso que no deja ver las estructuras sedimentarias.
- 8.- 0,80 m de arcillas rojas con cristales lenticulares de yeso.
- 9.- 1,40 m de margas grises, con cristales lenticulares de yeso de 2 a 3 mm de diámetro y en gran cantidad.
- 10.- 0,30 m de arcillas rojas con cristales lenticulares de yeso.
- 11.- 2 m de marga gris.
- 12.- 3,10 m de arcillas.

46

45

44

43

42

41

39

38

37

36

35

34

33

31

29

28

27

26

25

24

23

22

21

20

19

18

15

14

13

12

11

9

3

2

1

COLUMNA DE CARACENILLA DEL VALLE

FIGURA 31

II bioturbación producida por raíces



gasterópodos

restos vegetales



hojas



tallos



yesos sacaroideos y alabastrinos



calizas



margas



margas yesíferas



margas con cristales lenticulares de yeso



arcillas con cristales lenticulares de yeso



arcillas rojas masivas



areniscas con cemento de yeso



yesoarenita



- 13.- Paleocanal de 1,30 m de potencia. Está rellena-
do por arenisca de tamaño fino y cemento de ye-
so. Hay una bioturbación con señales de raíces.
- 14.- 4,30 m de alternancia de margas grises y arcillas
rojas con cristales lenticulares de yeso formando
rosas.
- 15.- 2,80 m de arcillas rojas masivas, con cristales
lenticulares de yeso.
- 16.- 0,50 m de arenas finas con cemento de yeso que
impide ver la estructura interna.
- 17.- 0,20 m de margas yesíferas de color gris.
- 18.- 5,10 m de arcillas rojas masivas con cristales
de yeso, en agregados formando rosas.
- 19.- 2,50 m de alternancia de arcillas rojas masivas
con cristales lenticulares de yeso y margas gri-
ses, también con cristales de yeso. Al techo hay
2 cm de yeso, en agregados macrocristalinos y
con el eje mayor vertical.
- 20.- Paleocanal de 1,30 m de potencia. Las areniscas
tienen cemento de yeso. La estructura interna
está enmascarada por el cemento de yeso, pero se
ve algo de estratificación cruzada de pequeña
escala.

- 21.- 5,10 m de arcillas pardas con cristales lenticulares de yeso. Hacia la mitad el nivel se transforma en arcillas margosas con cristales de yeso, de hábito lenticular de aproximadamente 2 mm de diámetro.
- 22.- Paleocanal de 2,30 m de potencia. Está cementado con yeso y tiene señales de raíces. No se ven las estructuras internas.
- 23.- 6,80 m de arcillas rojas con cristales lenticulares de yeso. A los dos tercios de la base son arcillas margosas grises. También con cristales lenticulares de yeso.
- 24.- Paleocanal de 2 m de potencia. Las areniscas son de tamaño medio. Está relleno por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala; las bases de los cosets son cóncavas, erosivas y tienen entre 50 y 60 cm de altura. Dentro hay gran cantidad de fragmentos de vegetales. Está cementado por yeso.
- 25.- 2,80 m de margas grises con cristales de yeso.
- 26.- Paleocanal de 2,80 m de potencia. La arenisca está cementada por yeso, se ven restos de estratificación cruzada y gran cantidad de fragmentos vegetales.
- 27.- 4,70 m de arcillas rojas, con cristales lenticulares de yeso de 3 a 4 mm de diámetro.

- 28.- Paleocanal de 2 m de potencia. La arenisca está cementada en yeso y no se ve la estructura interna.
- 29.- 2 m de arcillas rojas masivas, con cristales lenticulares de yeso de 3 a 5 mm de diámetro.
- 30.- Paleocanal de 0,60 m de potencia. La arenisca está cementada por yeso.
- 31.- 10 m de arcilla roja masiva con cristales lenticulares de yeso.
- 32.- 0,60 m de yeso alabastrino.
- 33.- 15,50 m de arcillas rojas con cristales lenticulares de yeso. Pasa gradualmente al nivel siguiente.
- 34.- 2 m de arcillas limosas.
- 35.- Paleocanal con 3 m de areniscas, con cemento de yeso y estratificación cruzada de pequeña escala.
- 36.- 6,30 m de arcillas rojas masivas.
- 37.- 3,10 m de margas blancas.
- 38.- 2,80 m de margas con cristales lenticulares de yeso.
- 39.- 13,50 m de arcillas rojas masivas.

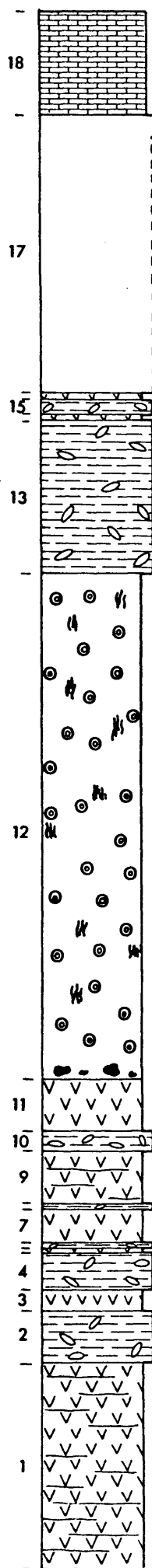
- 40.- 0,40 m de arenisca. En ellas no se ve la estructura interna.
- 41.- 5,10 m de arcillas rojas masivas.
- 42.- 3,50 m de yesoarenito con estratificación cruzada de gran escala. Su base está cubierta y en sentido lateral el afloramiento es pequeño .
- 43.- 2 m de marga yesífera.
- 44.- 33,20 m cubiertos. Solamente en la base se identifican arcillas.
- 45.- 6,80 m cubiertos. En su base aflora un nivel de calizas.
- 46.- 8,50 m de caliza gris tableada.

Esta serie tiene una gran variación de facies con relación al resto de las descritas en el Valle del Río Mayor. Aumentan los niveles de arenisca y arcilla frente a las evaporitas. Es relativamente homogénea hasta el nivel 39, a partir del cual ya no hay arcillas con cristales de yeso, pero la transformación secuencia es gradual.

2.2.24.- Serie de Valparaíso de Abajo (Fig. 3 y 32)







Desde el nivel 1 hasta el nivel 11 se obtuvo esta serie junto al camino que saliendo de la carretera general a Cuenca va a parar a Valparaíso de Abajo. Las coordenadas de este primer tramo son: Longitud $1^{\circ}02'40''$ y Latitud $42^{\circ}02'05''$. El resto comienza junto a la carretera que va de Valparaíso de Abajo a Olmedilla del Campo en las coordenadas: Longitud $1^{\circ}02'10''$ y Latitud $40^{\circ}02'35''$.

- 1.- 20 m de yeso blanco sacaroideo, algo estratificado.
- 2.- 5 m de arcillas rojas masivas con cristales de yesos lenticulares de pocos milímetros de diámetro.
- 3.- 2 m de yeso blanco sacaroideo.
- 4.- 3,60 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso, con pocos milímetros de diámetro.
- 5.- 0,40 m de yeso blanco sacaroideo.
- 6.- 0,50 m de arcillas rojas con cristales lenticulares de yeso.
- 7.- 3,30 m de yeso blanco sacaroideo.
- 8.- 0,60 m de arcillas rojas masivas con cristales lenticulares de yeso.
- 9.- 5 m de arcillas rojas con cristales lenticulares de yeso.



COLUMNA DE
VALPARAISO DE ABAJO

FIGURA 32

-  *siliceo*
-  *yesos con textura esferulítica*
-  *yesos blancos sacaroideos*
-  *yesos blancos sacaroideos algo estratificados*
-  *calizas*
-  *arcillas masivas con cristales lenticulares de yeso*

- 10.- 5 m de yesos blancos sacaroideos. Sobre la superficie de este nivel hay nódulos de sílex de hasta 1 m de diámetro.
- 11.- 49 m de yesos blancos sacaroideos, con textura esferulítica. Todo el nivel tiene nódulos de sílex algunos de hasta 0.50 m de diámetro. Los nódulos están formados por tubos algo entrecruzados y dispuestos verticalmente.
- 12.- 14,70 m de arcilla de color marrón con cristales lenticulares de yeso de alrededor de 5 mm de diámetro.
- 13.- 0,60 m de yeso blanco sacaroideo.
- 14.- 1,50 m de arcillas de color marrón con nódulos de yeso sacaroideo.
- 15.- 0,70 m de yeso blanco sacaroideo.
- 16.- 25,90 m cubiertos.
- 18.- 10 m de calizas grises tableadas, están algo plegadas y son de color gris en superficie y crema en fractura fresca. Están parcialmente cubiertos.

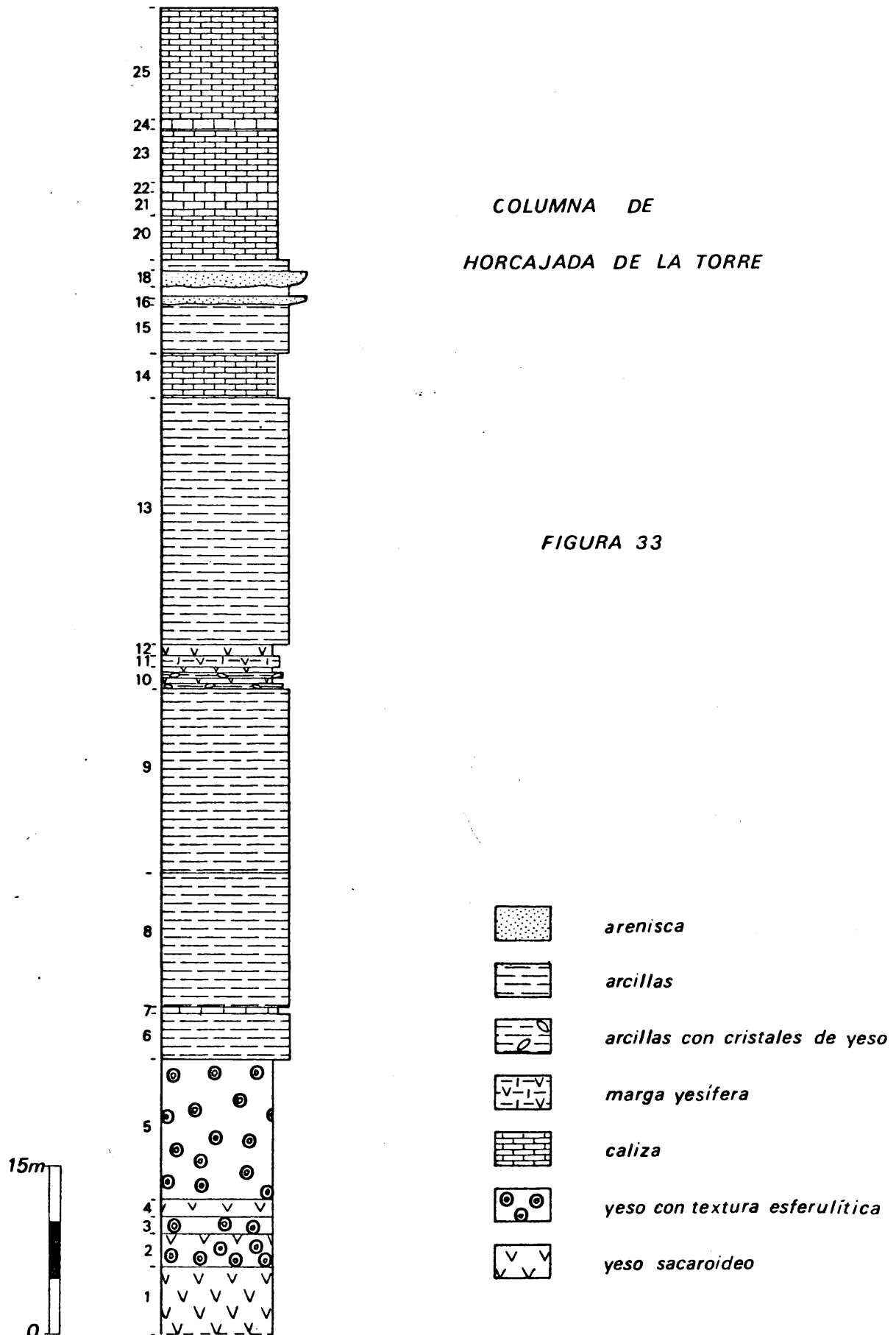
2.2.25.- Serie de Horcajada de la Torre (Figs. 3 y 33)

Se ha obtenido entre las coordenadas de Longitud $1^{\circ}07'37''$ y Latitud $40^{\circ}01'50''$, y el techo de las calizas del páramo.

- 1.- 6 m de yeso blanco sacaroides, está estratificado de forma irregular.
- 2.- 3 m de yeso blanco con textura esferulítica, ha cia su techo se hace sacaroides, y tiene un len tejón de margas carbonosas de 20 cm de potencia.
- 3.- 1,50 m de yeso blanco de textura esferulítica.
- 4.- 1,50 m de yeso blanco sacaroides.
- 5.- 12,50 m de yeso blanco con textura esferulítica.
- 6.- 4 m de arcillas de color ocre con manchas de to nos verdes y grises.
- 7.- 0,60 m de calizas tableadas, presentan laminación interna. Los estratos son de potencia irregular.
- 8.- 12 m de arcillas margosas de color verde.
- 9.- 16,50 m de arcillas rojas masivas, el trasnsito es gradual desde el nivel anterior.
- 10.- 2 m de alternancia de yesos blancos sacaroides y arcillas rojas masivas con cristales de yesos.

**COLUMNA DE
HORCAJADA DE LA TORRE**

FIGURA 33



- 11.- 1 m de margas yesíferas de color verde claro.
- 12.- 1 m de yeso blanco sacaróideo.
- 13.- 20 m de arcillas rojas parcialmente cubiertas hacia su techo.
- 14.- 3,50 m de caliza gris con restos de tallos en posición horizontal o subhorizontal, brechoidea zonalmente y mal estratificada.
- 15.- 4,50 m de arcillas verdes y rojas parcialmente cubiertas hacia el techo.
- 16.- 0,50 m de arena de tamaño medio, con estratificación cruzada de pequeña escala de tipo surco, rellenando un paleocanal.
- 17.- 1 m cubierto.
- 18.- 1,20 m de arenisca de grano fino, sin estructuras visibles, lateralmente cubiertas.
- 19.- 1 m de arcillas margosas anaranjadas.
- 20.- 4 m de caliza gris, estratificada en bancos gruesos. Esta caliza tiene textura micrítica, es oquerosa, y localmente está brechificada y laminada. La laminación está formada por bandas milimétricas de caliza micrítica y de caliza oquerosa probablemente relacionada con travertinos.

- 21.- 2 m de caliza gris en bancos gruesos.
- 22.- 2 m cubierto.
- 23.- 0,40 m de caliza gris, puntualmente es brechoide.
- 24.- 4 m de caliza gris, en capas de 20 - 40 m. Están parcialmente cubiertos.
- 25.- 0,70 m de caliza gris con laminación gruesa.
- 26.- 5 m de caliza gris, estratificada en capas de 20 a 40 cm de potencia.

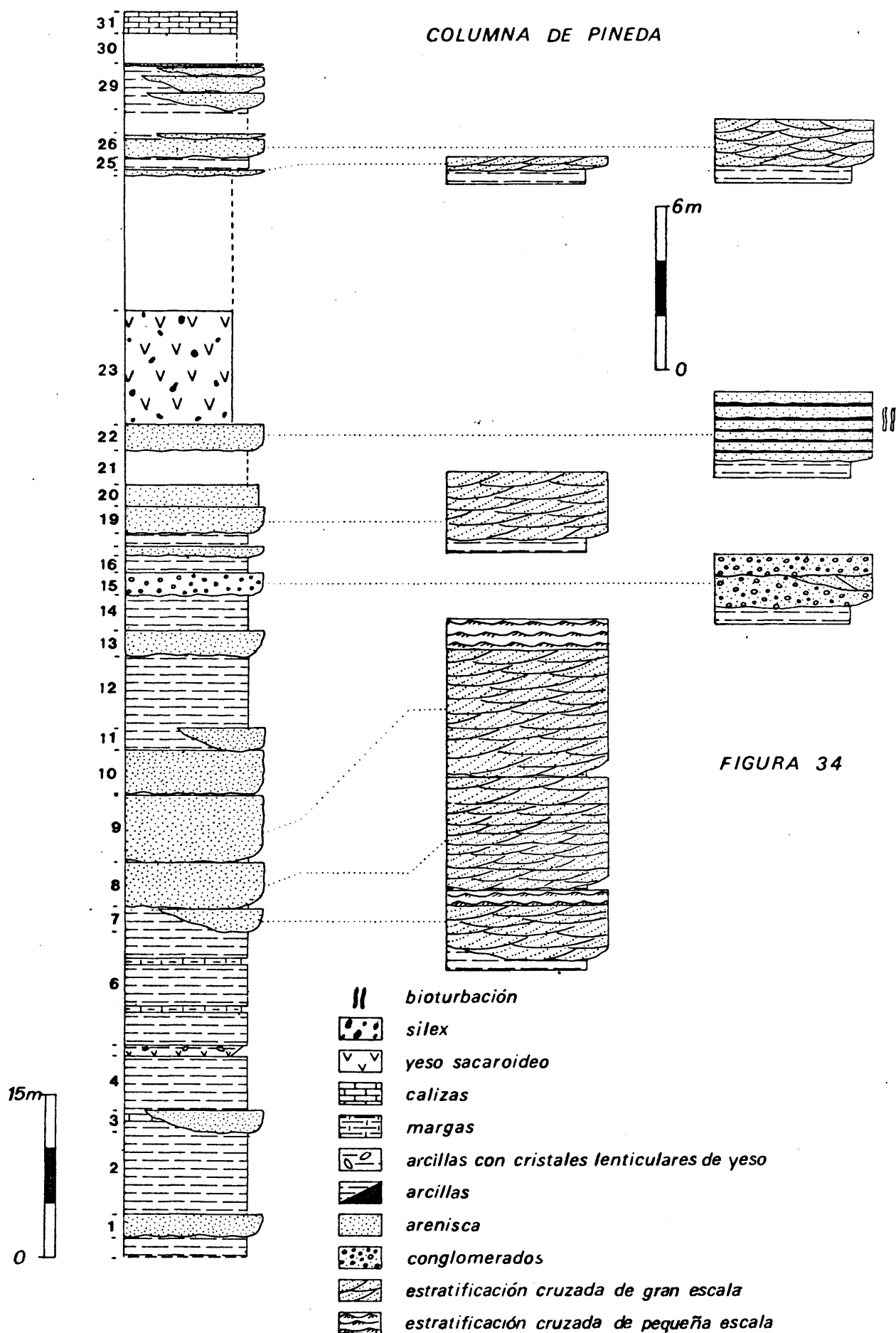
2.2.26.- Serie de Pineda (Figs. 3 y 34)

Se comienza en el kilómetro 48 de la carretera general a Cuenca.

- 1.- 2 m de areniscas de grano grueso, muy cementada por carbonato. Están rellenando un paleocanal que no presenta depósito de lag en su cicatriz basal. No se distinguen las estructuras de las areniscas.
- 2.- 7,40 m de arcillas de color marrón hacia la base y abigarradas hacia el techo (colores verde y limonita). Presenta intercalados delgados niveles margosos.

- 3.- 2 m de arenisca de grano grueso a medio, rellenando un paleocanal en el que de nuevo no se distinguen bien las estructuras sedimentarias. En algunos puntos se observa estratificación cruzada de gran escala. Lateralmente hay arcillas y un nivel de caliza oquerosa de 60 cm de potencia que enrasa con el techo del paleocanal.
- 4.- 5 m de arcilla de color marrón, alternando con niveles en los que hay un manchado de colores verde y limonítico. Hay niveles margosos intercalados de poca potencia.
- 5.- 1 m de yeso blanco sacaróideo que hacia su techo se transforma progresivamente en arcillas grises con cristales de yeso lenticulares.
- 6.- 10,80 m de arcillas rojas con niveles margosos intercalados.
- 7.- Paleocanal de 2,50 m de potencia rellenado por areniscas de tamaño medio. La arenisca presenta en los 2 m situados hacia la base, estratificación cruzada de gran escala. El último medio metro es un coset de estratificación cruzada de pequeña escala.
- 8.- 8,20 m de areniscas de tamaño medio rellenando un paleocanal con cosets de estratificación cruzada de gran escala de geometría relativamente plana y bases erosivas.

COLUMNA DE PINEDA



9.- 5,80 m de areniscas relleno un paleocanal con la siguiente secuencia:

- a) 4,80 m de estratificación cruzada de gran escala. La arena es de tamaño grueso y en las láminas de los sets hay cantos de caliza y de cuarcita.
- b) Sobre una base erosiva se depositó un coset de estratificación cruzada de pequeña escala de 1 m de potencia.

10.- Sobre el paleocanal anterior se apoya un nuevo paleocanal de 4 m de potencia. Asociados a su base hay un nivel de arcillas rojas de 20 cm de potencia. La arena que rellena el paleocanal es de grano fino y no se ven con claridad las estructuras en su totalidad. En general parece presentar estratificación cruzada de gran escala; en su techo se identifica estratificación cruzada de pequeña escala que lateralmente pasa a gran escala.

11.- Paleocanal de 2,15 m de potencia, relleno por areniscas de grano fino. No se observan las estructuras en la arenisca.

12.- 6,60 m de arcillas rojas.

13.- 2,20 m de arenisca. En este paleocanal tampoco se ven con claridad las estructuras aunque quedan restos visibles de estratificación cruzada de gran escala. En los sets aparecen fragmentos de concreciones y travertinos, de gran tamaño, que alcanzan los 20 cm de longitud.

- 14.- 13,30 m de arcillas rojas.
- 15.- 2 m de conglomerado masivo de caliza y cuarcita con matriz arenosa y cemento calcáreo. El tamaño medio de los cantos es de 3 cm. A mitad del nivel lateralmente hay un coset de areniscas de 40 cm de potencia, con estratificación cruzada de gran escala sobre el que a su vez se apoyan nuevamente conglomerados masivos.
- 16.- 1,50 m de arcillas rojas.
- 17.- 1 m de areniscas de tamaño medio con estratificación cruzada de gran escala hacia la base, que pasa verticalmente a estratificación cruzada.
- 18.- 1 m de arcillas de colores verdes y limonítico que presentan a modo de manchas.
- 19.- Paleocanal de 2.50 m de potencia, con cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, de al rededor de 30 cm de potencia.
- 20.- 2 m de limos aparentemente masivos.
- 21.- 3 m cubiertos.
- 22.- 2,50 m de areniscas de grano fino, con niveles arcillosos intercalados, en lechos planoparalelos, bioturbados y sin que se aprecien estructuras internas. Las areniscas es de color marrón claro y está cementada por carbonatos.
- 23.- 10,60 m de yesos blancos sacaroideos con nódulos de sílex de pequeño tamaño con textura concéntrica.

- 24.- 11,70 m cubiertos.
- 25.- 0,50 m de arenisca de tamaño grueso, relleno de un paleocanal con estratificación cruzada de gran escala.
- 26.- 1 m de arcillas.
- 27.- Paleocanal de 1.70 m de potencia relleno por areniscas de tamaño grueso con estratificación cruzada de gran escala.
- 28.- Nuevo paleocanal de 0.50 m de potencia, con areniscas de tamaño medio. No se ven las estructuras sedimentarias.
- 29.- 2 m cubiertos.
- 30.- 4,20 m de areniscas repartidas en 5 paleocanales consecutivos en sentido vertical. No llegan a erosionarse unos sobre otros. De todos ellos el más alto estratigráficamente solo tiene 20 cm de potencia, aunque mayor continuidad lateral que el resto. Presentan estratificación cruzada de gran escala.
- 31.- 3 m cubiertos.
- 32.- 2 m de calizas grises, semicubiertas en bancos de 40 cm de potencia.

Esta serie es homogénea desde su base hasta el techo. Por sus facies es semejante a algunas series ya descritas como las de Carrascosa del Campo o Zafra. Sin embargo se trata de una unidad litoestratigráfica diferente. La convergencia de facies entre las series mencionadas y la unidad que ahora describo va siendo más acusada hacia el E.

2.2.27.- Serie de la Huerta de la Obispalía (Figs. 3 y 35; foto 4)

Esta serie comienza en el Km. 34 de la carretera que va desde la Huerta de la Obispalía hasta Torrebuçeit y termina en el cerro Rebollo.

1.- Paleocanal con 5,40 m visibles. No se ve su base. De muro a techo tiene la siguiente secuencia de estructuras:

- a) 3,95 m de arenisca de tamaño medio. Se presenta en capas inclinadas hacia el N. Estas capas son cosets de estratificación cruzada de gran escala, al menos en la mitad inferior. Las paleocorrientes de las dunas se dirigen hacia el N, es decir en el mismo sentido que la inclinación de las capas. Los cosets tienen alrededor de 40 cm de espesor hacia el techo, hacia la base son más potentes.
- b) 0,80 m de estratificación cruzada de pequeña escala.
- c) 0,65 m de laminación paralela. La geometría de la capa es convexa.

Lateralmente hacia el N, el paleocanal tiene una secuencia de relleno diferente:

- a) 3,40 m de capas convexas con potencias comprendidas entre 30 y 5 cm. En su interior son co-sets de estratificación cruzada de pequeña escala, formados por ripples ascendiendo hacia el N. La arenisca es de tamaño fino.

- b) Set con laminación inclinada hacia el N. Hacia el S este set se apoya sobre arena de tamaño medio a grueso con cantos y estratificación cruzada de gran escala, con gran cantidad de estructuras de escape de agua. Hacia el N, sobre este set hay estratificación cruzada de gran escala. La potencia de los sets oscila al rededor de 7 cm y la paleocorriente tiene una dirección de 40°E con sentido al N.
- c) 0,50 m de cosets de estratificación cruzada, que en cuanto a tamaño es de pequeña escala, pero la arena es de tamaño grueso y existen cantos.
- 2.- 2,40 m algo cubiertos. En su techo son arcillas limosas de color pardo claro. Hacia el N está erosionado por un paleocanal.
- 3.- Paleocanal de 3 m de potencia, la base está cubierta. Su relleno está constituido por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, con potencias comprendidas entre 20 y 40 cm. Hacia la base los cosets son lateralmente continuos y hacia la mitad superior son lentejones y están afectados por estructuras de escape de agua: deformación hidroplástica y licuefacción.
- 4.- 12 m de arcillas de color marrón claro.
- 5.- Paleocanal de 6,60 m de potencia. No se ven las estructuras sedimentarias debido a que han sido borradas por procesos de escape de agua. Probablemente se trata de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala.

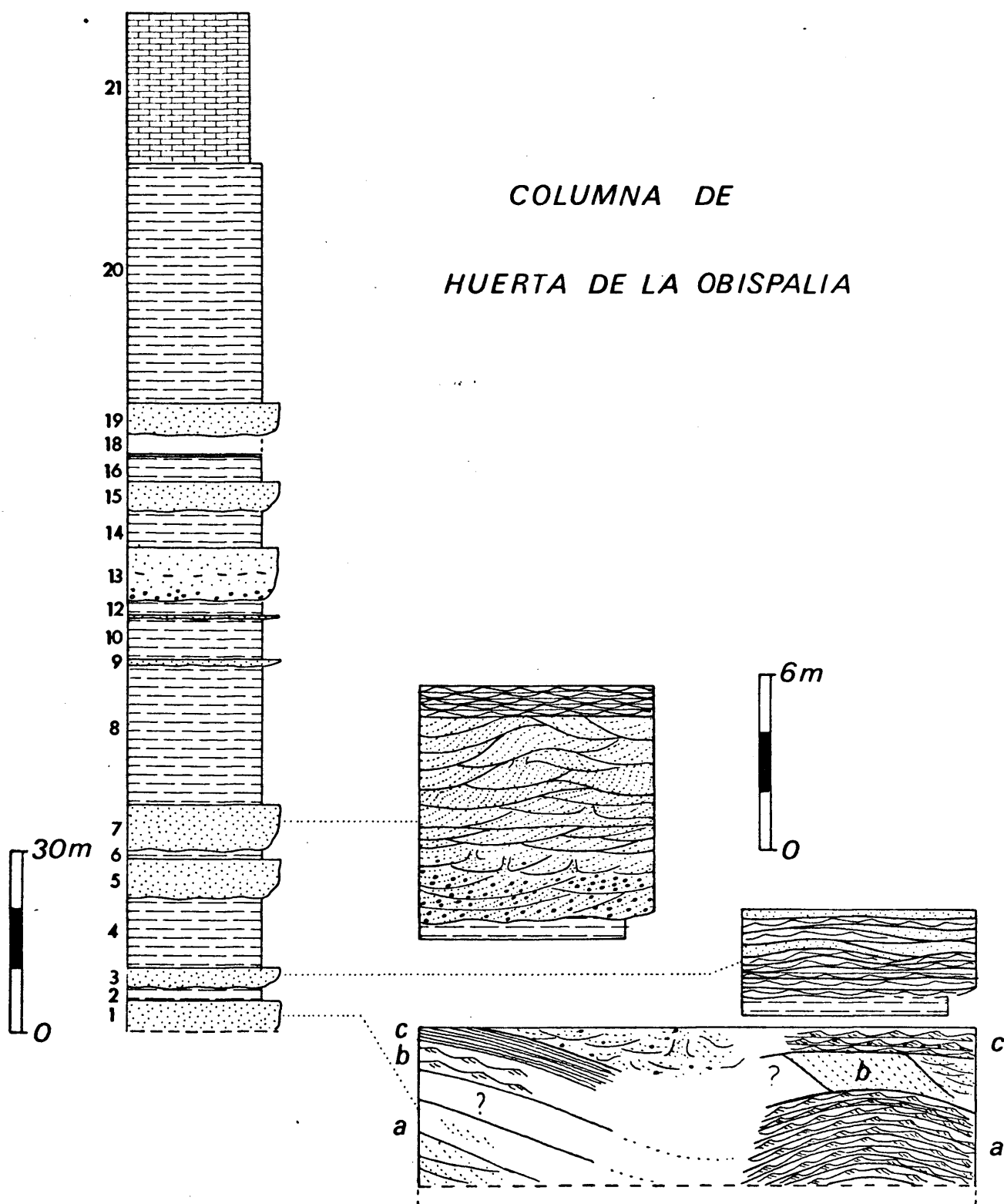


FIGURA 35

- 6.- 1,90 m de arcillas marrones.
- 7.- Paleocanal de 7,80 m de potencia, con la siguiente secuencia de estructuras:
- a) 1,60 m de estratificación cruzada de gran escala en arena gruesa y cantos. La paleocorriente tiene una dirección de 120°E y sentido al N.
 - b) 0,60 m de estratificación cruzada de gran escala con canales de fluidificación. La arenisca es de tamaño medio a grueso. La paleocorriente tiene 120°E de dirección y sentido al N.
 - c) 1,40 m de estratificación cruzada de gran escala en arena de tamaño medio.
 - d) 3,20 m de estratificación cruzada de gran escala en arena de tamaño medio y con deformación hidroplástica. La paleocorriente es de 110°E y sentido al N.
 - e) 1 m de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, tienen alrededor de 10 cm de potencia.
- 8.- 23,50 m de arcilla de color marrón claro.
- 9.- Paleocanal de 1,20m de potencia. No se distinguen las estructuras.
- 10.- 7 m de arcilla de color marrón.

- 11.- 0,60 m de areniscas. Están muy cubiertas.
- 12.- 2,80 m de arcillas semicubiertas.
- 13.- 9,10 m de conglomerados hacia la base y areniscas hacia el techo. Está parcialmente cubierto. Se ha medido una paleocorriente en estratificación cruzada de gran escala con una dirección de 90° y sentido al W.
- 14.- 6,10 m de arcillas, margosas hacia la base. Son de color pardo claro.
- 15.- 5 m de areniscas. Están muy cubiertas; en su techo hay estratificación cruzada de pequeña escala donde se midió la paleocorriente: 8-°E de dirección y sentido al S.
- 16.- 4,35 m de arcilla.
- 17.- 0,60 m de caliza gris.
- 18.- 3 m cubiertos.
- 19.- 5,20 m de areniscas. Están cubiertas.
- 20.- 40 m de arcillas rojas.
- 21.- 25 m de caliza gris, poco estratificada, más bien masiva y brechoidea.

La potencia del nivel 25 se midió en el camino que va desde Huerta de la Obispalía hasta Torrejoncillo.

2.3.- Establecimiento de unidades

2.3.1.- Introducción

En las cuencas altas de los ríos Tajo y Guadiana, han distinguido dos unidades litoestratigráficas, que atribuyen respectivamente a los sistemas Paleógeno y Neógeno, los siguientes autores: RICHTER y TEICHMULLER (1944); RIOS GARRIDO y ALMELA (1944); KINDELAN (1945); SCHRODER (1948); KINDELAN y CANTOS FIGUEROLA (1950); FONTBOTE y RIBA (1956) y SANCHEZ SORIA y PIGNATELLI GARCIA (1967).

Dividen el Terciario en tres unidades: COMA y FELGUEROSO (1962); FELGUEROSO y COMA (1963); MINGARRO (1966); MELENDEZ HEVIA (1969 y 1972); CUTANDA PERALES (1969) y VIALARD (1973). Estos tres últimos autores les atribuyen unas edades Eocena, Oligocena y Miocena respectivamente. La edad Eocena la basan en el Bulimus que en el Puerto de Contreras fue encontrado en una unidad concordante con el Cretácico marino (BARTRINA y GEA, 1954), y en la edad Ludense, atribuida en primer lugar al yacimiento de Huérmeces del Cerro por CRUSAFONT, MELENDEZ y TRUYOLS (1960). La edad del yacimiento de Huérmeces del Cerro fué revisada por FRANZEN (1968) y en la actualidad debe considerarse "Sannoisiense".

RIBA y RIOS (1960-1962) distinguen dentro del Paleógeno tres unidades: inferior, medio y superior, con un total de cerca de 700 m de potencia. El Paleógeno superior, que está formado por 60 a 30 m de margas con algunos niveles yesíferos, es expansivo y discordante sobre el resto, salvo con los materiales inmediatamente inferiores.

ABRIL HURTADO, ABRIL BAREA y SANCHEZ JIMENEZ (1967) en la Sierra de Almenara definen la Formación Moraleja, cuya edad sería terciaria, en la que distinguen tres tramos con una potencia total máxima de 800 m. Sobre la Formación Moraleja se apoya la Formación Hoyo con 20 m de conglomerados y arcillas cuya edad es "Villafranquiense".

En 1970, CAPOTE y CARRO reconocen, además de una formación yesífera de edad Cretácico-Eocena, tres unidades diferenciadas por criterios fundamentalmente estructurales, dos de ellas paleógenas, y la mas alta miocena, con una edad de "Burdigaliense a Pontiense".

VILAS MINONDO y PEREZ GONZALEZ (1971) y PEREZ GONZALES et al. (1971) también describen tres unidades por encima del Cretácico superior (Maestrichtiense) continental. La primera de ellas de edad al menos Eoceno inferior y Sannoisiense, con una potencia comprendida entre 100 y 150 m y una composición margo-calco-arcillo-arenosa. Encima otra unidad discordante y expansiva con grandes cambios laterales de facies, a la que atribuyen una edad Chattiense, con quizás mas de 300 m. Finalmente el Neógeno está discordante sobre el resto.

En 1976 ALBENIZ y BRELL describen una serie de unidades dentro del Terciario que se apoya en el flanco E de la Sierra de Altomira, estas unidades, a mi juicio, tienen un valor estrictamente local, y las edades y relaciones estructurales que son referidas por estos autores son incorrectas (DIAZ MOLINA, 1978).

En resumen, las cuatro unidades distinguidas por CAPOTE y CARRO (1970), VILAS MINONDO y PEREZ GONZALEZ (1971) y PEREZ GONZALEZ et al. (1971), son las que informalmente, en 1974, he llamado unidad basal, unidad detrítica inferior, unidad detrítica superior y Mioceño medio-superior. En 1976, y por unificar la terminología, GARCIA ABBAD llamó unidad terminal al Mioceno medio-superior. Estas unidades tienen categoría de formaciones.

2.3.2.- Unidad basal

Dos han sido las razones por las cuales el estudio en detalle de esta unidad no se ha incluido en este trabajo. La primera de ellas se debe a las malas condiciones de afloramiento. La segunda estriba en que el problema del límite Cretácico-Terciario en facies continentales está siendo abordado por otros investigadores dentro de un contexto regional más amplio. A pesar de ello haré un breve resumen de los datos que sobre esta unidad existen en este sector.

Sus afloramientos quedan restringidos a los flancos de las sierras mesozoicas en el borde W y a los anticlinales de Carrascosa del Campo y de Zánchara.

En el borde E de la Sierra de Altomira y límite W de este trabajo, forma una banda de orientación N-S con escasos afloramientos. En el sector de Vellisca tiene una potencia aproximada de 150 m, cuya composición son conglomerados calcáreos hacia la base y arcillas moradas.

Algo mas al N, frente a Garcinarro, tiene yesos y margas, y una edad en parte Maestrichtiense-Campaniense, todavía en su mitad superior. ALBENIZ y BRELL (1976) citan dos yacimientos de caráceas en esta unidad, cuyo estudio fue realizado por G. Gutierrez, con la siguiente lista de especies para el primero de ellos:

Saportanella maslovi GRAMB.

Strovilochara viallardi GRAMB.

S. truncata GRAMB.

Platychara candata GRAMB.

Platychara n.sp.

Peckisphaera n.sp.

Nodesochara n.sp.

Microchara n.sp.

Amblyochara n.sp.

El segundo yacimiento, que ocupa una posición estratigráfica mas alta ha proporcionado las siguientes formas:

Saportanella maslovi (GRAMB.)

Platychara candata (GRAMB.)

Platychara n.sp.

Pechisphaera n.sp.

Peckischara n.sp.

Nodosochara n.sp.

Microchara n.sp.

Amblyochara n.sp.

Estas asociaciones indican una edad Campaniense-Maestrichtiense, y muy probablemente caractericen el Campaniense.

En el anticlinal de Carrascosa del Campo está prácticamente cubierta. Aflora al N de dicho anticlinal por las obras del Trasvase del Tajo-Segura, con yesos alabastrinos; pero también tiene arcillas, como se ve en la carretera que va de Rozalen del Monte a Carrascosa del Campo. En el cierre periclinal S de este anticlinal afloran yesos, calizas y margas, parcialmente cubiertas. La potencia medida de esta unidad en el flanco E de la Sierra de Carrascosa del Campo da un total de 300 a 350 m, para un buzamiento que puede estar comprendido entre 45° y 50°.

Al S del flanco W del anticlinal de Zafra de Zánchara existía un pequeño afloramiento que fue descrito por VIALARD (1973), pero que en la actualidad está completamente cubierto. La serie descrita por VIALARD está situada al SE del anticlinal, en el cortado del arroyo de la Fuente del Villar y junto a la carretera N-III Madrid-Valencia, y consta de los siguientes niveles de muro a techo:

- Calizas cristalinas, a veces dolomíticas (10-15 m visibles).
- Brecha calcárea, el tamaño medio de los elementos es de 10-15 cm, pero puede alcanzar 50 cm; se ven calizas a veces dolomíticas, microcristalinas o cristalinas, calizas finas pudiendo contener pequeños miliólidos (20 m).
- Margas verdosas o rojizas y lentejones de yeso; las margas han dado ostrácodos (Neocyprideis), Carophitas (Saportanella maslovi; Platychara n. sp.; Microchara, y fragmentos de cáscaras de huevos de Dinosaurios Saurópodos (10 m visibles). Estos fósiles indican una edad Maestrichtiense.

Después de una laguna de observación de 20-30 m afloran arcillas arenosas, areniscas arcillosas blanquecinas y calizas arcillo-areniscosas.

En el flanco W del anticlinal de Zafra de Záncara, gran parte del contacto del Cretácico marino y los materiales continentales se realiza por un sistema de fallas. En el flanco E esta unidad está cubierta, y sobre sus materiales blandos existen campos de cultivo. Su potencia aproximada es de 170 m.

En resumen, en cuanto a composición, esta unidad tiene arcillas, margas, calizas, areniscas y yesos; siendo predominantes las arcillas, de color morado. Su edad es en parte Cretácico superior y por el momento se desconoce la edad de su techo. Sus potencias son muy variadas: 100 m en el sector de Vellisca, de 300 a 350 m en Carrascosa del Campo, y 170 m en Zafra de Záncara. Es probable que la edad de su techo sea Terciario inferior

2.3.3.- Unidad detrítica inferior

Sus afloramientos también están restringidos a los flancos de las sierras mesozoicas, y a los flancos E, ya que siempre existen fallas inversas en los flancos W de los anticlinales que forman estas sierras. Su distribución es la misma que la de la unidad basal, pero su composición es diferente. Su límite inferior en general está caracterizado por la aparición del primer nivel de arenas sobre las arcillas masivas de la unidad basal.

En todo el borde E de la Sierra de Altomira sus afloramientos son escasos, en general solo una pequeña parte de sus materiales afloran en los areneros excavados en sus cuerpos arenosos. Al N de Vellisca, junto a la carretera que va a Pico de Altomira, he podido describir, con poco detalle, una serie de esta unidad, Vellisca 1, y en Alcazar del Rey solo una pequeña serie parcial.

La serie mas potente dentro de esta unidad es la del Camino Agrícola, con 170 m de espesor, que se acuñan rapidamente hacia la terminación periclinal S del anticlinal de Carrascosa del Campo, donde acaba desapareciendo y se manifiesta como reactiva con relación a la unidad basal. A lo largo del flanco E del anticlinal de Carrascosa del Campo, y al techo de esta unidad, existe un nivel de yesos que sirve de capa guía para marcar el límite cartográfico con la unidad suprayacente. La serie del Cerro Arenoso refleja el acuñamiento lateral de la del Camino Agrícola, 56 m, en ella predominan las arenas y conglomerados y tanto el acuñamiento como la naturaleza de los materiales indican el acercamiento a un umbral dentro de la cuenca.

En el anticlinal de Zafra de Záncara se realizaron las series de Villares del Saz 1, 2 y 3. La primera es la única completa, con una potencia de 130 m, las otras dos son parciales. La serie de Villares del Saz 2 es aproximadamente el techo de la de Villares del Saz 3. Estas tres series son algo diferentes litológicamente de las realizadas al W, en ellas hay arenas y cantos, con matriz arcillosa o arcillo-arenosa y masivos.

En conjunto, esta unidad está formada litológicamente por conglomerados, cantos, areniscas, arenas, arcillas con yeso, margas, calizas y yesos. En el campo se reconoce fácilmente por el aspecto de sus arenas y cantos, en general sin cementar, cuya composición es: cuarcitas, cuarzos, liditas y calizas; de tonos claros, a veces con un manchado de color limonítico. Las arcillas son de color rosa fuerte a salmón. Sus buzamientos en general tienen valores de alrededor de los 30°, y su techo está bien definido por aspectos estructurales que mencionaré en el apartado siguiente.

Las potencias medidas en esta unidad oscilan desde 170 m hasta 0 m. En la mayor parte de los trabajos regionales se citan siempre potencias inferiores a los 170 m y se la incluye dentro de la unidad basal. En el capítulo de bioestratigrafía discutiré su edad en base a los yacimientos de Alcazar del Rey y Carrascosa del Campo.

2.3.4.- Unidad detrítica superior (Figs. 37 y 38)

Esta unidad es la que ha planteado mas problemas desde el punto de vista de la geología regional, esto es debido a varios factores: la ausencia hasta hace pocos años de ningún criterio paleontológico, los cambios laterales de facies y de espesor, y su caracter expansivo. A continuación iré describiendo estos diferentes aspectos.

Esta unidad fué atribuida al Paleógeno hasta que publiqué mi tesis de licenciatura en 1974. La causa de esta atribución de edad se debía a la idea clásica de que el Paleógeno estaba plegado y el Neógeno horizontal. La aparición del yacimiento de Loranca del Campo con restos de Gomphotherium angustidens CUVIER (DIAZ MOLINA, 1974a y b), demostró que el Mioceno inferior estaba representado dentro de ella, sin embargo este dato había pasado desapercibido durante algunos años. La edad del yacimiento de Loranca del Campo ha sido bien determinada por los restos de roedores que en él se han encontrado. En conjunto, la edad de esta unidad está enmarcada por los yacimientos de Carrascosa del Campo y Loranca del Campo.

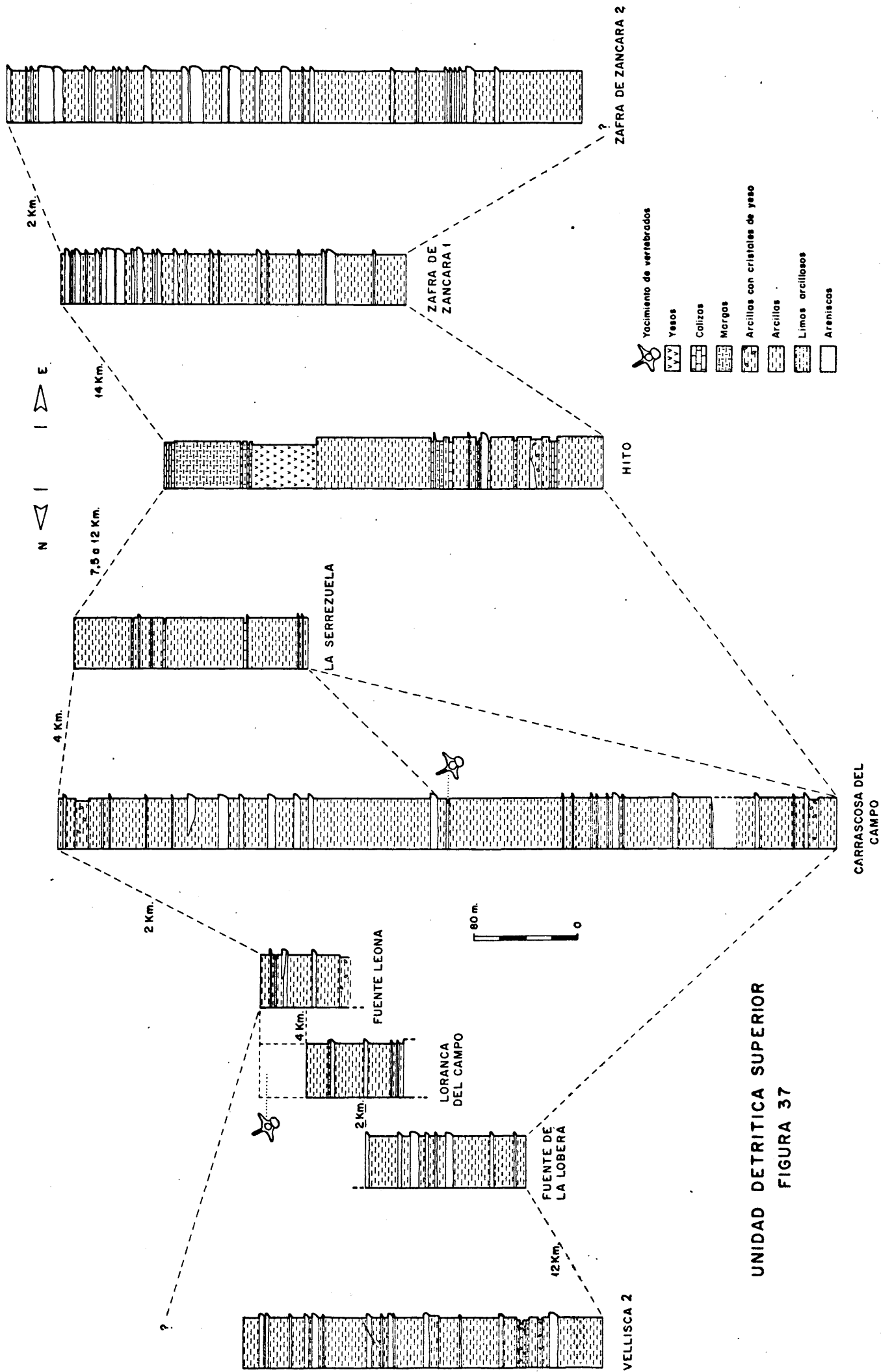
Los cambios laterales de facies han sido interpretados en toda la cartografía existente como discordancias. Todas las series que describo de esta unidad en la figura 37, salvo la de Hito, muestran las mismas características litológicas que se resumen en una alternancia de arcillas masivas, a veces límosas, y paleocanales, además de otras litologías en menor proporción: arcillas con yeso, margas y calizas. Se distinguen las arenas que rellenan sus paleocanales de las de la unidad detrítica inferior en varios aspectos: estas arenas o mejor dicho areniscas, están algo cementadas por carbonato, sus colores son gris en superficie y amarillento o anaranjado en corte fresco, y su tamaño de grano es menor, para comprobar este último hecho basta repasar las granulometrías presentadas en el capítulo anterior. Entre sus granos hay fragmentos de jacintos de compostela. El tono de las arcillas es pardo o marrón, de variadas intensidades.

Lateralmente pasa a arcillas con cristales de yeso, a yeso blanco sacaróideo, que puede contener nódulos de sílex, o a arcillas y calizas como en la serie de Hito. Desafortunadamente estas facies no presentan buenos afloramientos salvo en el Valle del Río Mayor y en los tramos altos de la serie, pero su evolución lateral se conoce gracias a la aplicación de la ley de Walter a las series estratigráficas.

Los espesores de esta unidad son muy variables como sucedía para la detrítica inferior. La potencia mayor la tiene la serie de Carrascosa del Campo con 600 m, coincidiendo en situación con la serie de mayor potencia de la unidad detrítica inferior (serie del Camino Agrícola). La serie de menor espesor es la de la Serrezuela, con 186 m, pero alcanza espesores mucho menores hacia el S del anticlinal de Carrascosa del Campo, donde su techo, expansivo, se apoya directamente primero sobre la unidad basal y a continuación sobre el Cretácico marino.

En todo el flanco E del anticlinal de Carrascosa del Campo se observa como la base de esta unidad es reactiva y como se va expandiendo progresivamente sobre la subyacente. Esto es debido a la existencia de una fase de plegamiento entre ambas.

En su techo, cartográficamente se han representado calizas, que en las columnas figuradas son equivalentes a las existentes en el Cerro de las Brujas, al techo de la columna de Hito. Estas calizas aparecen sobre todo en el sector de Zafra de Záncara, en el cierre periclinal N. Hacia el SE, fuera ya de este área, este nivel de calizas del techo es muy constante y marca claramente su límite superior (VILAS y PEREZ GONZALEZ, 1971).



UNIDAD DETRITICA SUPERIOR
FIGURA 37

En el Valle del Río Mayor, parte de los materiales aflorantes pertenecen a esta unidad. Esto se deduce de un hecho simple. La potencia de la unidad suprayacente, unidad terminal, en aquellos lugares donde su separación por criterios estructurales es clara, no excede de los 170-180 m de potencia hasta el techo de las calizas de los páramos . La potencia de los materiales aflorantes en el Valle del Río Mayor es muy superior a la que corresponde a esta unidad. Es una idea clásica en la bibliografía regional, que hacia las zonas del interior de la cuenca, donde no se manifiestan los plegamientos que poseen los materiales adosados a sus bordes, es practicamente imposible separar el "Paleógeno" del Neógeno. Este hecho es cierto desde un punto de vista sedimentológico, ya que la evolución vertical de las facies es gradual.

Resumiendo lo anteriormente expuesto, el límite entre esta unidad que describo y la suprayacente, puede ser claro desde un punto de vista litológico y estructural, por la presencia de una discordancia progresiva, o bien ser un paso gradual en cuanto a evolución secuencial sin que existan tampoco criterios estructurales de separación.

Al SE de mi zona de trabajo, VILAS MINONDO y PEREZ GONZALEZ (1971) identificaron cuatro miembros dentro de ella.

2.3.5.- Unidad terminal (Fig. 38)

Reciben este nombre los materiales horizontales cuyo techo son las calizas de los páramos y que hacia los bordes de la cuenca se separan facilmente de los de la unidad infrayacente por la presencia de una discordancia progresiva.

Es la unidad mas compleja desde el punto de vista secuencial. Las litologías dominantes son los yesos blancos sacaroides y las arcillas con cristales de yeso, además de areniscas con cemento de yeso, arcillas, margas, margas yesíferas y calizas. Cerca del techo desaparecen las evaporitas, y comienza una sedimentación de arcillas que culmina en la caliza de los páramos.

Hacia el E y SE cambia su litología, se hace cada vez mas detrítica, aumenta el número de paleocanales y acaba presentando una absoluta convergencia de facies con la unidad detrítica superior. Esta convergencia de facies es muy acusada en el valle del río Záncara como lo pone de manifiesto la serie de Huerta de la Obispa-lía.

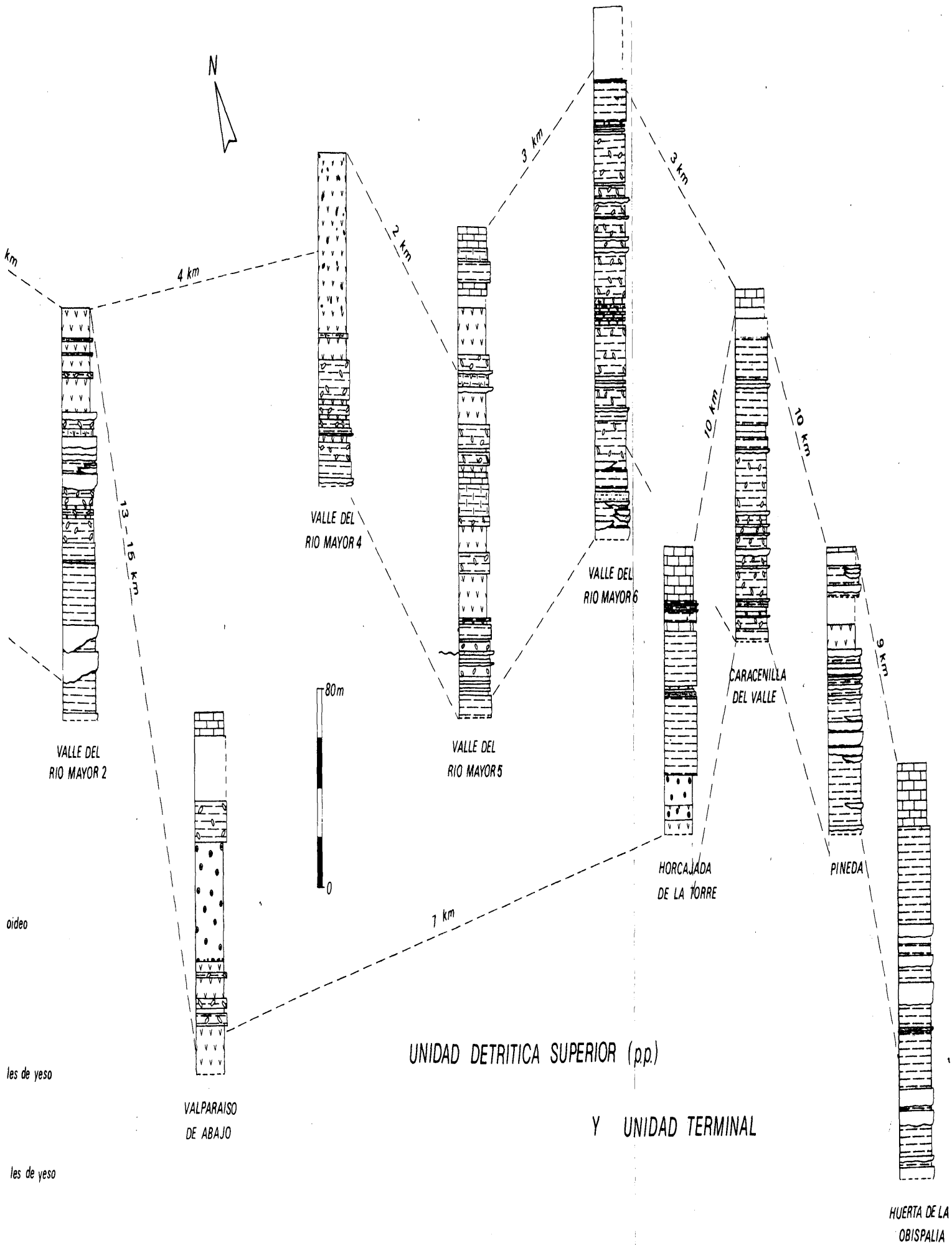
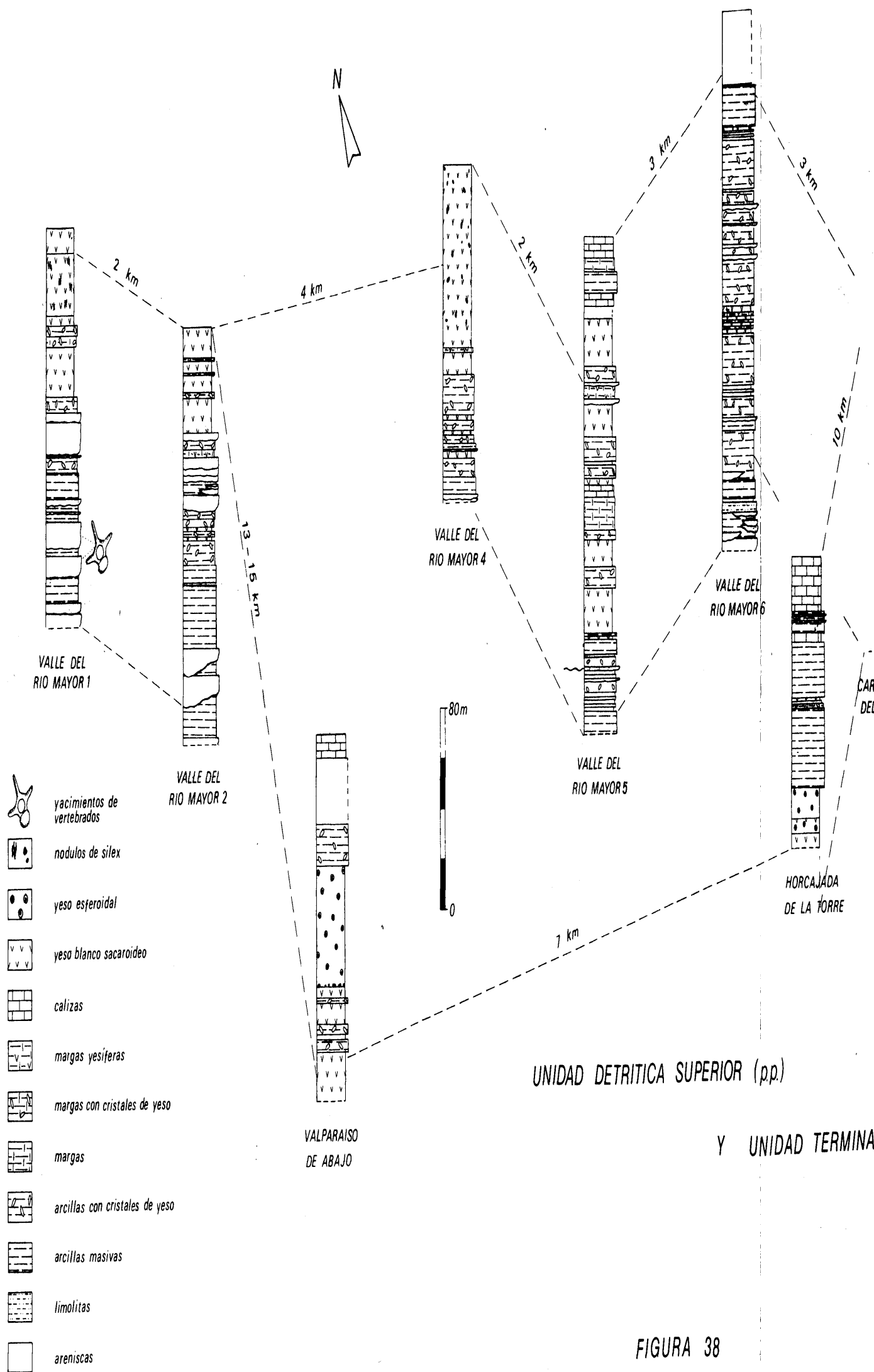


FIGURA 38



3.- EL MEDIO FLUVIAL Y SUBMEDIOS ASOCIADOS

3.1.- El Medio Fluvial

3.1.1.- Introducción

Los ríos han sido objeto de observación y de estudio en primer lugar por geomorfólogos e hidraulicistas; los sedimentólogos fueron los últimos en incorporarse a su estudio. Los hidraulicistas han llegado a cuantificar muchos aspectos de la dinámica fluvial, que han asimilado a modelos físicos ayudados por las observaciones realizadas en modelos reducidos de canales experimentales. Los sedimentólogos se han preocupado sobre todo de la descripción de las estructuras sedimentarias, disposición, relaciones y preservación, en orden a la interpretación posterior de los depósitos antiguos.

El estudio de los depósitos fluviales antiguos se basa, como en la mayor parte de los medios sedimentarios, en el conocimiento del medio actual. El número de trabajos en los que se describen depósitos fluviales actuales es cada vez mayor, solo una parte de ellos serán destacados en este texto, aquellos que a su vez son utilizados generalmente por otros autores como modelos de referencia para interpretar el medio fósil.

3.1.2.- Generalidades sobre el transporte en masa de sedimentos.

- Jerarquía de las formas del lecho

El río desde el punto de vista hidráulico es un canal abierto por el que circula un flujo de agua y sobre el cual se realiza un transporte de sedimentos. Las características geométricas del canal reflejan un estado de equilibrio entre diversos factores, unos ajenos al sistema del canal, por estar determinados por la litología, el clima y el relieve, otros propios del canal, y otros que dependen de ambos (ALLEN, 1965a).

Los hidraulicistas han hecho estudios empíricos y analíticos del flujo del agua y del transporte de sedimentos en canales abiertos, el primero de ellos fue GILBERT (1914; en ALLEN, 1965a); y posteriormente SIMONS y RICHARDSON (1961; según ALLEN, 1965a) y SIMONS et al. (1961) que han descrito las formas según las cuales se realiza el transporte en masa por el fondo del canal y sus relaciones. Estas formas se caracterizan por tener un relieve, están jerarquizadas y el conocimiento de esta jerarquía es un elemento imprescindible para interpretar las secuencias laterales y verticales de las estructuras sedimentarias de origen hidrodinámico.

La variación de las formas del lecho con el aumento de la intensidad del flujo es la siguiente (ALLEN, 1965a, figura 39 de este texto):

- 1) Fondo plano sin movimiento de sedimento.
- 2) Ripples.
- 3) Dunas con pequeños ripples superpuestos.
- 4) Dunas.
- 5) Formas de transición entre dunas y fondo plano.

- 6) Fondo plano con movimiento de sedimento.
- 7) Antidunas estacionarias.
- 8) Antidunas móviles.

Los ripples y las dunas forman trenes que tapizan el lecho del río (ALLEN, 1970). Muchas de estas formas pueden pasar sobre un punto sin que haya depósito. Cuando un río se ve obligado a sedimentar su carga, estas formas van siendo enterradas dando por ejemplo como resultado la estratificación cruzada (Fig. 40).

A continuación se describen estas formas del lecho, la descripción está basada fundamentalmente en los trabajos de ALLEN (1965-a, 1970) y REINECK y SINGH (1973).

- Ripples (Fig. 41)

Los ripples se forman en la subcapa laminar del régimen turbulento. Son formas del lecho con unas pendientes suaves aguas arriba (stoss side), y más inclinadas aguas abajo (lee side). Tienen una altura de pocos centímetros y una longitud de hasta 30 cm, aunque llegan a alcanzar los 60 cm de longitud. Su altura es independiente de la profundidad del agua. Cuando se inician tienen largas crestas paralelas, que a medida que aumenta el número de Froude, se hacen más cortas y curvadas. Según SIMONS et al. (1961, en ALLEN, 1965-a) no pueden existir para tamaños medios de granos por encima de 0,6 mm; ALLEN (1970) pone este límite en 0,65 mm. En su interior están formados por láminas paralelas a su lee side. La tangencialidad de las láminas con relación a la base es directamente proporcional a la cantidad de carga en suspensión (JOPLING, 1965).

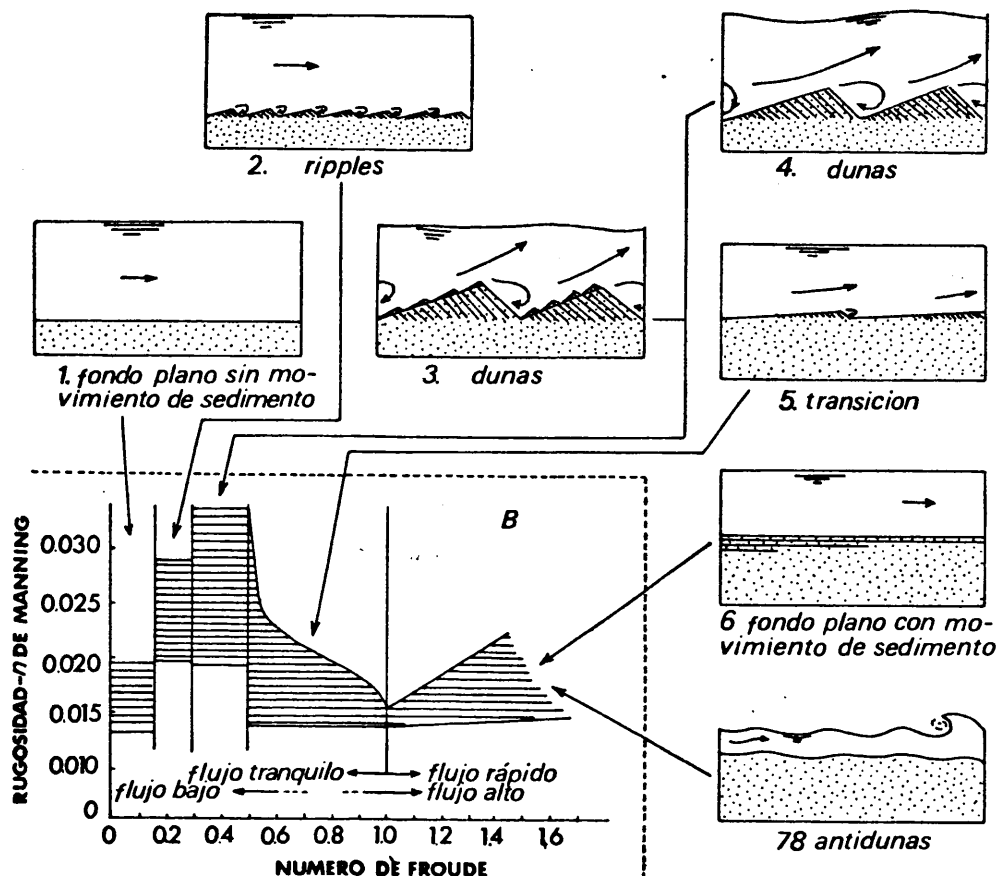


Figura 39 .Formas del lecho en canales fluviales. (Modificado de SIMONS and RICHADSON, 1962,fig.1).Están representadas en función de la rugosidad medida por el número de Manning. J.R.L. ALLEN,1965.

Condiciones del flujo	Formas del lecho	Estructura interna
intensidad baja, el régimen de flujo más bajo	ripples	estratificación cruzada de pequeña escala
intensidad alta, régimen de flujo bajo	dunas	estratificación cruzada de gran escala
régimen de flujo alto	fondo plano con movimiento de sedimento	laminación paralela con "parting lineation"

Figura 40 . Estructuras sedimentarias en arenas y areniscas bien lavadas con relación a las condiciones del flujo. Según J.R.L. ALLEN 1964 , algo modificado.

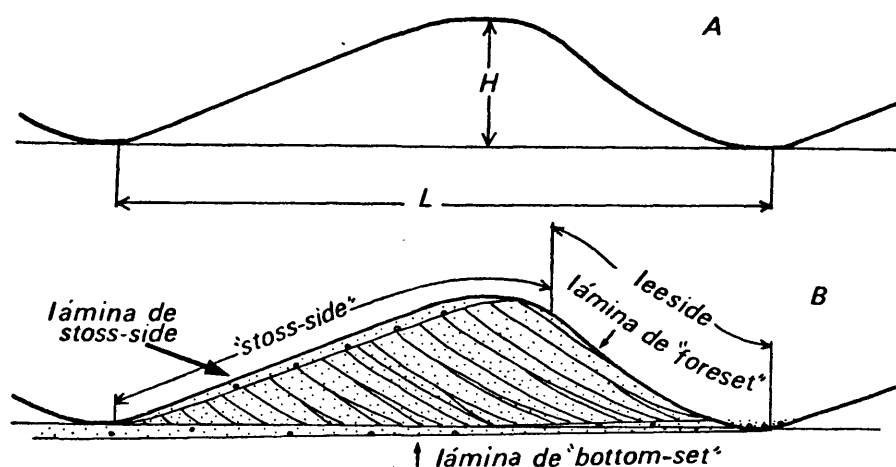


FIGURA 41 A. Perfil de un ripple paralelamente al flujo. L -longitud, H -altura. B. Estructura interna de un ripple.

- Dunas

Se forman por encima de la subcapa laminar del régimen turbulento. Son iguales en forma a los ripples. La transición entre ripples y dunas es bastante abrupta (YALING, 1972). La longitud de las dunas varía desde 60 cm a varios metros. Su altura y longitud de onda son directamente proporcionales a la profundidad del agua. La forma de las crestas evoluciona con el aumento de la velocidad del flujo, pasando de rectas a lunadas. En la naturaleza alcanzan alturas de 1,50 m y 30 m de longitud.

- Fondo plano

Es un lecho sin elevaciones o depresiones mayores que el tamaño máximo del material del fondo. Se da tanto en el régimen de flujo rápido como antes de la iniciación del movimiento en forma de ripples. A ambos estados del flujo puede corresponde una laminación paralela, que en el caso del fondo plano sin movimiento de sedimento no se produce por

transporte por tracción del sedimento, sino por decantación de material fino. Se las llama respectivamente laminación paralela de alta y de baja energía, y se reconocen y diferencian por su posición secuencial y textura.

- Antidunas

Se producen en o próximas a un estado de flujo supercrítico. Son formas del lecho en fase con la superficie de las olas. Su forma es más simétrica que la de los ripples y dunas, de relieve bajo y pendientes suaves. Pueden moverse aguas arriba, aguas abajo o ser estacionarias. Pocas veces se han reconocido fósiles, y de éstas algunas veces han sido desmentidas por los propios autores. Su potencial de preservación es muy bajo.

- Barras

En los ríos naturales estas formas a su vez componen otras mayores sobre el lecho del río, y que reciben el nombre de barras. Según su disposición en el canal y forma reciben diversos nombres: point-bars, barras longitudinales, laterales, linguoides o transversas (Fig. 42). Su tamaño está en relación directa con la magnitud del canal, y la presencia de un tipo u otro depende del modelo del río como se verá más adelante. Generalmente las barras suelen presentar una cara de avalancha de sedimento al frente, y cambian de posición y de forma con el tiempo (SIMONS et al., 1964). Sobre la superficie de una barra migran formas del

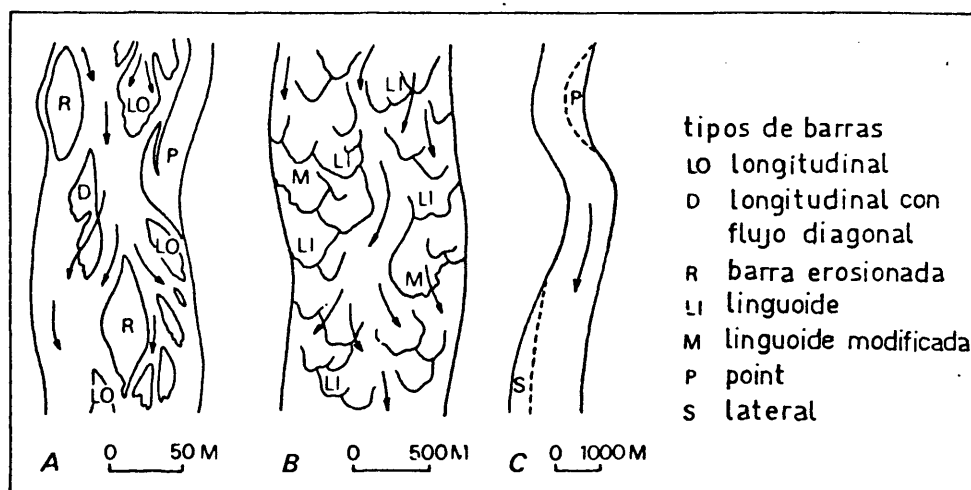


Figura 42 .Tipos principales de barras (MIAL,1977).

lecho de un tipo u otro en relación con la velocidad del flujo, presentando en planta cambios apreciables según que el flujo aumente o disminuya de velocidad en determinadas direcciones. Un ejemplo de este fenómeno lo constituyen las barras transversas del Río Platte descritas por SMITH (1971, Fig. 43 de este texto).

HARMS y FAMNESTOCK (1965) describen en las áreas altas de los canales rectos barras laterales que causan un meandreamiento del thalweg y que son semejantes a los point-bars de los ríos meandriformes, ocupando los lados cóncavos de las curvas cuando el canal es sinuoso. La longitud de estas barras varía de pocas decenas a unos pocos cientos de pies, y su altura de 0,5 a 2,5 pies. Sus líneas de cresta están comunmente orientadas a ángulos amplios de la dirección local de la corriente. Sobre su superficie hay ripples y formas de lecho plano, y en sus márgenes aguas abajo se forman sets tabulares, por la avalancha de la arena movida por la migración de ripples.

En el río Klaralven (SUNDBORG, 1965) han sido descritas barras transversas, con formas de cresta recta, perpendiculares a la dirección del flujo, que pueden llevar su-

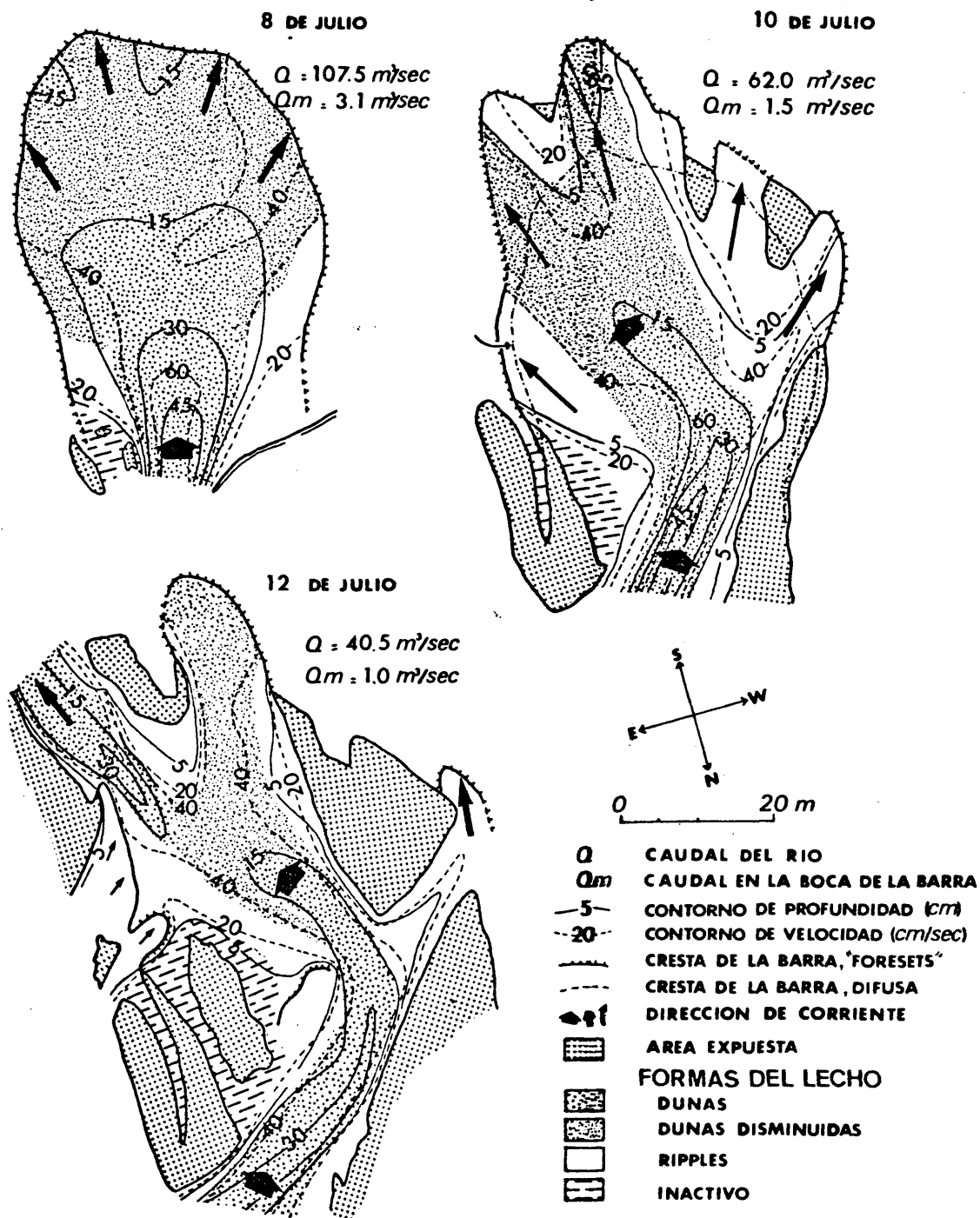


Figura 43 . Mapa en planta mostrando los cambios en la forma, características del flujo, y distribución de las formas del lecho en la misma barra durante cinco días en los que disminuyó el flujo gradualmente.

perpuestas barras secundarias. En la figura 44-a se recoge una sección longitudinal del lecho del río, entre Barke nas y Ardenas, donde se observaban estas barras, cuya longitud de onda estaba comprendida entre 5 y 15 m y la altura entre 10 y 70 cm. La superficie de las barras transversas estaba a menudo cubierta por ripples. Se podía observar a veces un movimiento simultáneo de ripples y barras, pero frecuentemente las barras se mueven en altos estados de flujo con corriente rápida. En la figura 44-b se representa a escala un "banco de arena" de este río formado por barras transversas.

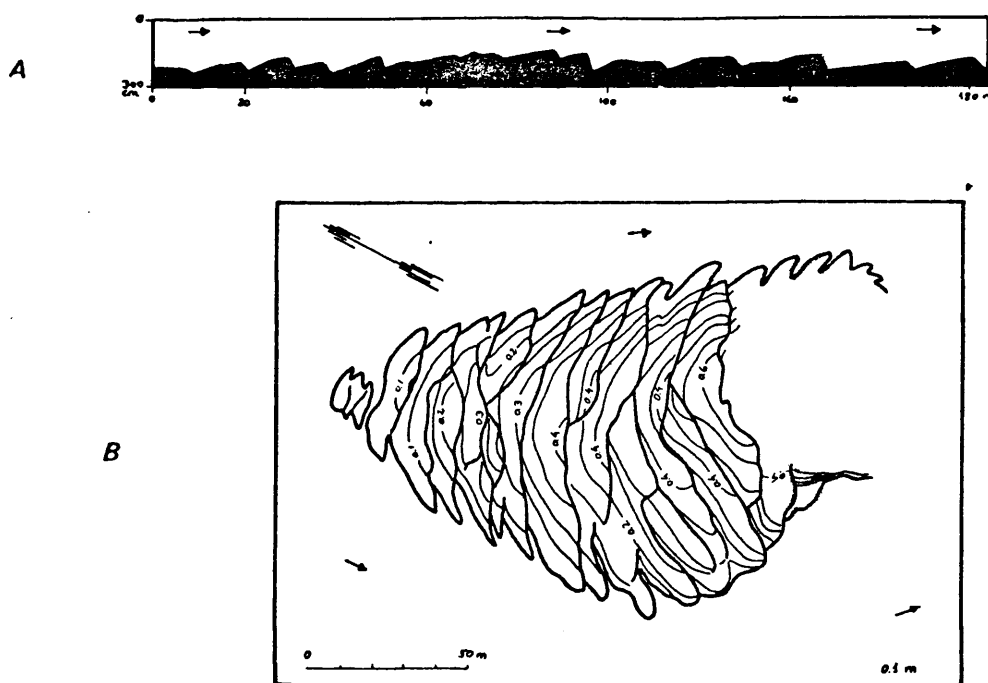


Figura 44. A, sección longitudinal del fondo del Río Klaralvan mostrando barras transversas. B, mapa de detalle de un banco de arena con barras transversas, resaltando como una isla en un bajo estado de flujo. (SUNDBORG, 1956).

- Estratificación cruzada

Los ripples y las dunas están formados por láminas (Fig. 41) que constituyen las unidades de sedimentación más pequeñas; al conjunto de láminas relacionadas genéticamente por formar parte de un mismo ripple o duna se las llama set. La definición de set fue dada por McKEE y WEIR (1953) que lo describen como un conjunto de estratos o estratos cruzados, separados de las unidades sedimentarias adyacentes por superficies de erosión, no deposición o por cambios abruptos en el carácter (Fig. 45).

Al conjunto de sets se le denomina coset, que según McKEE y WEIR (o.c.) es la suma de dos o más capas superpuestas caracterizadas por la misma composición textural y estructura interna (Fig. 45).

Se han establecido varias clasificaciones de los tipos de cosets de estratificación cruzada. Hoy en día se aceptan por su utilidad práctica los tipos planar y de surco (trough o festoon en la literatura anglosajona), de la clasificación propuesta por McKEE y WEIR (1953).

McKEE y WEIR (1953) dividieron los tipos de estratificación cruzada en simple, planar y de surco; pero la distinción entre simple y planar es prácticamente imposible y REINECK y SINGH (1973) agrupan estos dos tipos bajo el término planar. En el tipo planar las superficies limitantes de los sets son superficies de erosión planas. En el tipo surco las superficies limitantes son superficies de erosión curvadas (Fig. 46).

La estratificación cruzada planar está producida por la migración de ripples y dunas de cresta recta (REINECK y SINGH, 1973). La estratificación cruzada de surco se produce por la migración de ripples y dunas linguoides, ondulatorios y lunados (REINECK y SINGH, 1973). Como existe

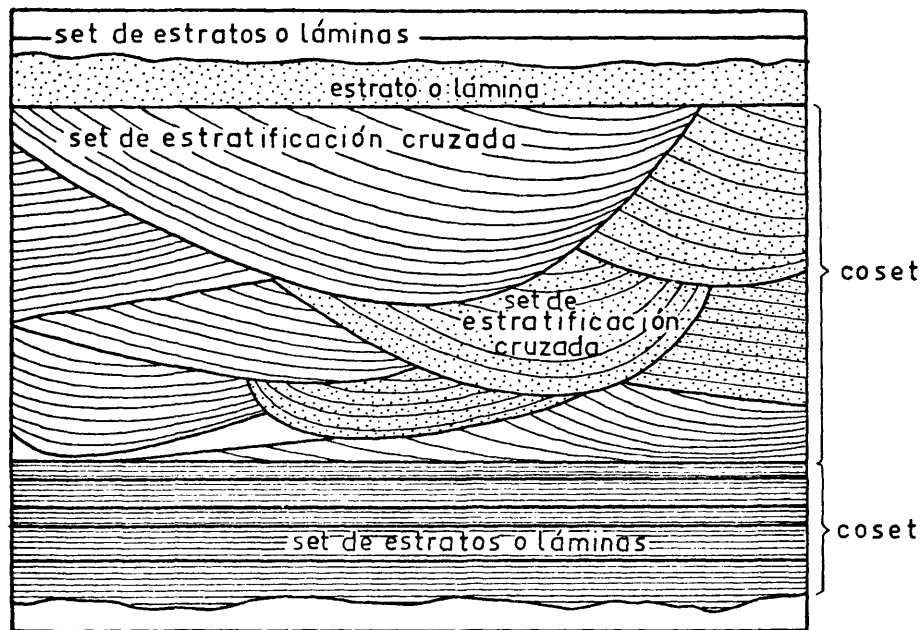
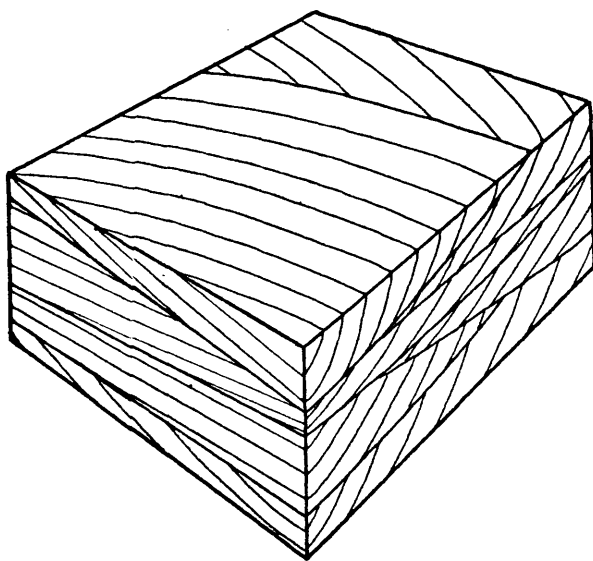
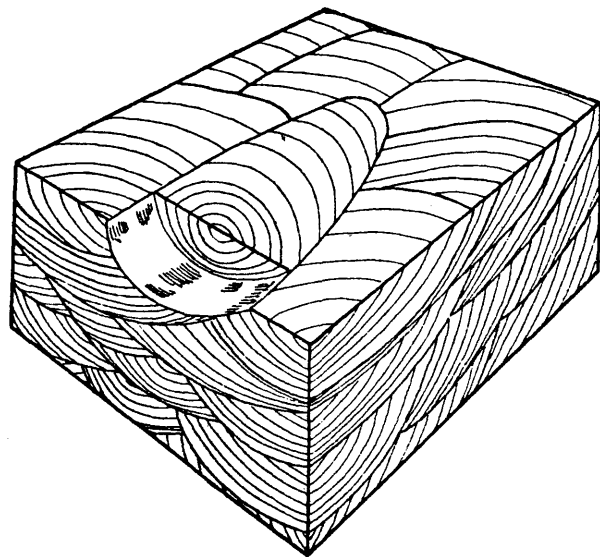


FIGURA 45 Terminología de las unidades de estratificación y estratificación cruzada según McKee y Weir (1953)



Estratificación cruzada planar



Estratificación cruzada de surco

FIGURA 46 Tipos de estratificación cruzada. Según REINECK Y SINGH, 1973.

una transición entre las formas de las crestas también se da entre estos tipos de estratificación cruzada.

Para FRAZIER y OSANIK (1961) la forma de los surcos se debe a procesos penecontemporáneos de excavación al tiempo que migran las dunas, los surcos serían cavidades migrantes inmediatamente aguas abajo de las dunas. Según ALLEN (1963, en HARMS y FAHNESTOCK, 1965) están relacionados con la forma de las dunas y ripples linguoides o lunados. HARMS y FAHNESTOK (1965) han observado que dentro del campo de las dunas se producen depresiones alargadas que se rellenan de forma irregular, y que estos surcos no están directamente relacionados con el avance de una cara de avalancha, que está caracterizada por velocidades bajas y corrientes dirigidas por encima de la cara; las depresiones en forma de surcos están formadas más bien por vórtices no relacionados espacialmente con las dunas, muchas de las cuales pueden pasar por encima de una depresión sin producir estratificación cruzada.

3.1.3.- Ambientes fluviales (Fig.47)

Pueden establecerse dos divisiones principales: los depósitos de canal y los de desbordamiento que se corresponden a los más altos estados de flujo. Estos ambientes están resumidos de los trabajos de ALLEN (1965a) y SELLEY (1977) algo modificados.

- Depósitos de canal

Depósitos de fondo de canal o de lag. Representan el material más grueso disponible en el río y que es movido

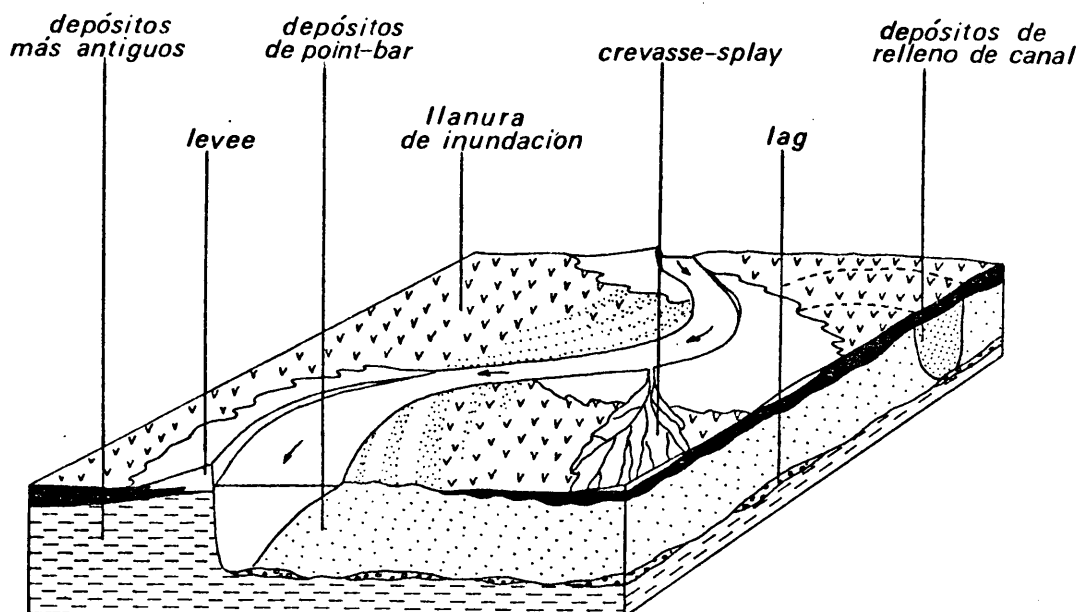
solamente durante los altos estados de flujo. Están formados por fragmentos rodados del área madre y por sedimentos cohesivos de la llanura de inundación. Se depositan en la zona más profunda del canal. En la historia de relleno de un paleocanal puede haber más de un depósito de lag, dependiendo de sus etapas de erosión y de relleno.

Depósitos de acreción lateral . Se forman por el crecimiento de los point bars en el caso de los ríos meandri-formes o de las barras laterales en sentido amplio.

Depósitos de acreción longitudinal. Lo forman los braid-bars de los ríos de canales entrecruzados o braided. De estos depósitos y de los de acreción lateral se hablará con más detalle al describir los modelos.

Depósitos de relleno de canal. Se incluye dentro de ellos exclusivamente el relleno de canales abandonados que solo reciben sedimentos finos transportados en suspensión durante las crecidas. Cuando el canal ha estado sometido a un abandono gradual presenta una alternancia de estructuras de transporte de material por tracción durante los estados de inundación, y de decantación durante los de caída del flujo, el canal permanece activo al menos hasta que se complete el relleno. Este ambiente presenta un problema de nomenclatura cuando se trata del medio fósil ya que en sentido amplio el término se aplica a todos los sedimentos, de tracción o no, que rellenan un paleocanal.

AMBIENTES FLUVIALES



J.R.L. ALLEN, 1963

FIGURA 47

- Depósitos de desbordamiento

Marginales. Son los diques o levees y los crevasse-splay. Los diques se forman por deposición del sedimento cuando las aguas de inundación de un canal derraman sus márgenes. Al disminuir la velocidad del flujo se produce la sedimentación cerca del canal del material más grueso, transportado en suspensión. Desde el canal hacia la llanura de inundación presentan una sección triangular acumulándose hacia esta. En la figura 48 se representa un ejemplo de la secuencia de estructuras que pueden formar un dique, en este caso se trata de un dique del Río Bramaputra descrito por COLEMAN (1969).

Los crevasse-splay se forman en los flujos altos, cuando el exceso de agua sobrepasa al canal a través de las partes más bajas aisladas, o bien rompe los levees naturales. Pueden estar canalizados sobre todo en sus partes más próximas al canal. Sobre él puede desarrollarse un sistema de canales distribuidores. CARRILLO (1976) describe en la terraza del río Manzanares depósitos de crevasse-splay con secuencias de Bouma. SELLEY (1977) los compara a los lóbulos de los deltas.

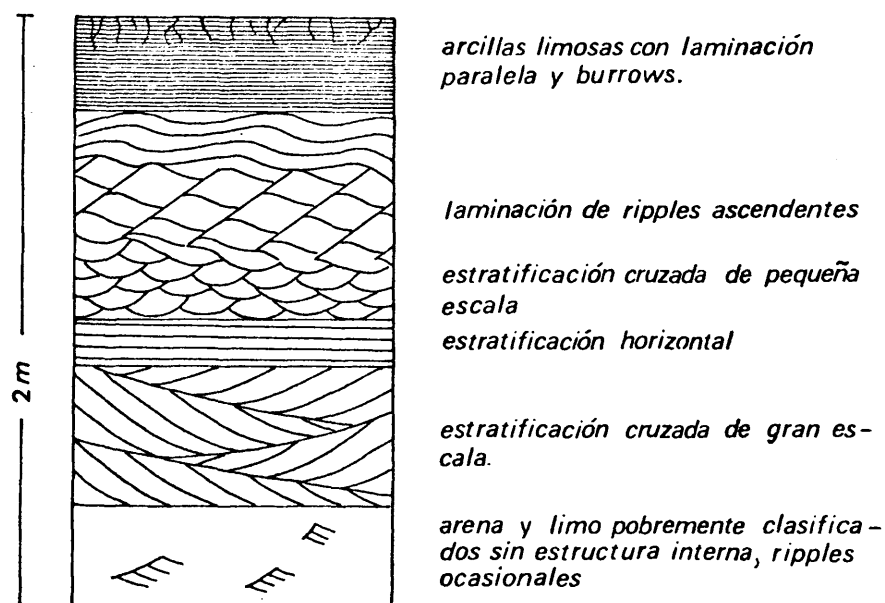


FIGURA 48 .Secuencias de estructuras sedimentarias en un dique natural del río Brahmaputra. Según REINECK y SINGH, 1973 (basado en información de COLEMAN, 1969).

- Llanura de inundación

Sus sedimentos son generalmente arenas finas, limos y arcillas depositados en los periodos de inundación. Fre cuentemente presentan grietas de retracción, bioturbación, producida por raíces, charcas (pond), ciénagas (swamps) y turberas (marsh peat).

Desde los depósitos de lag hasta los correspondientes a la llanura de inundación la granulometría va decreciendo. En la figura 49 se ven dos ejemplos de este hecho en los ríos Sacramento y Mississippi. Esta misma relación existe entre las estructuras sedimentarias; las que rellenan el canal son de mayor energía que las existentes en los depó sitos de desbordamiento marginales, que a su vez, en sen tido lateral, pasan a las arcillas de decantación de la llanura de inundación. La relación de potencias y estructu ras sedimentarias entre los diferentes ambientes está en función de la importancia, en sentido físico, del canal al que tienen que ser refiridas. En este sentido se puede ha-

blar de una relatividad entre los descriptores del medio, por ejemplo un dique de un río de determinada importancia puede tener más potencia y estructuras de mayor energía que un canal de pequeñas dimensiones y por el que circula un flujo de menor intensidad.

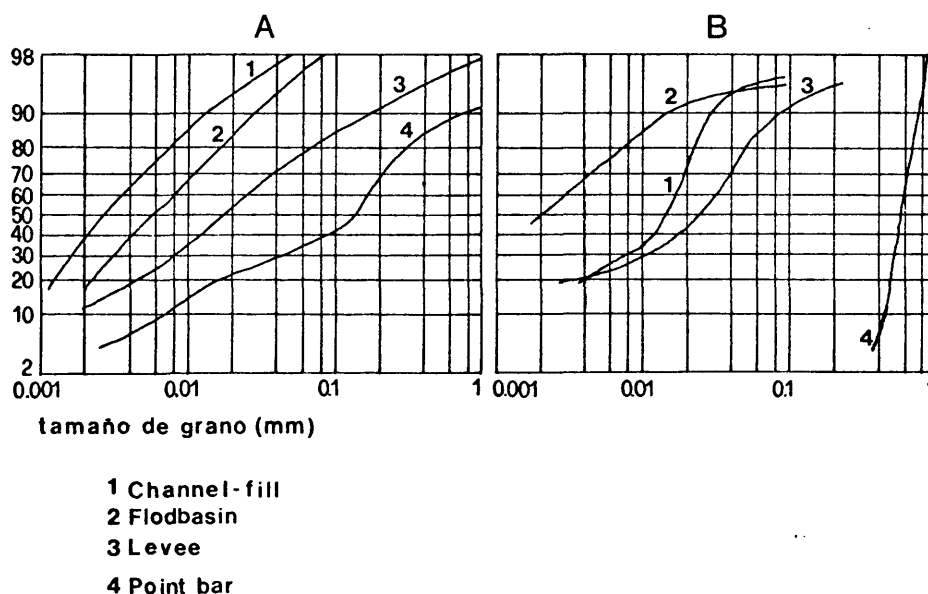


FIGURA 49. Curvas de frecuencia acumulada de depositos representativos de ambientes fluviales: A. Rio Sacramento, California.
B. Rio Mississippi.

J.R.L. Allen, 1965

3.1.4.- Los modelos (Fig. 50)

Desde un punto de vista morfológico se reconocen tres modelos para sistemas de un solo canal: rios rectos, de canales entrecruzados o braided y rios meandriiformes.

En la naturaleza existe una gradación ininterrumpida entre estos modelos. Un mismo canal puede mostrar cambios de modelo a lo largo de su perfil de equilibrio (LEOPOLD Y WOLMAN, 1957).

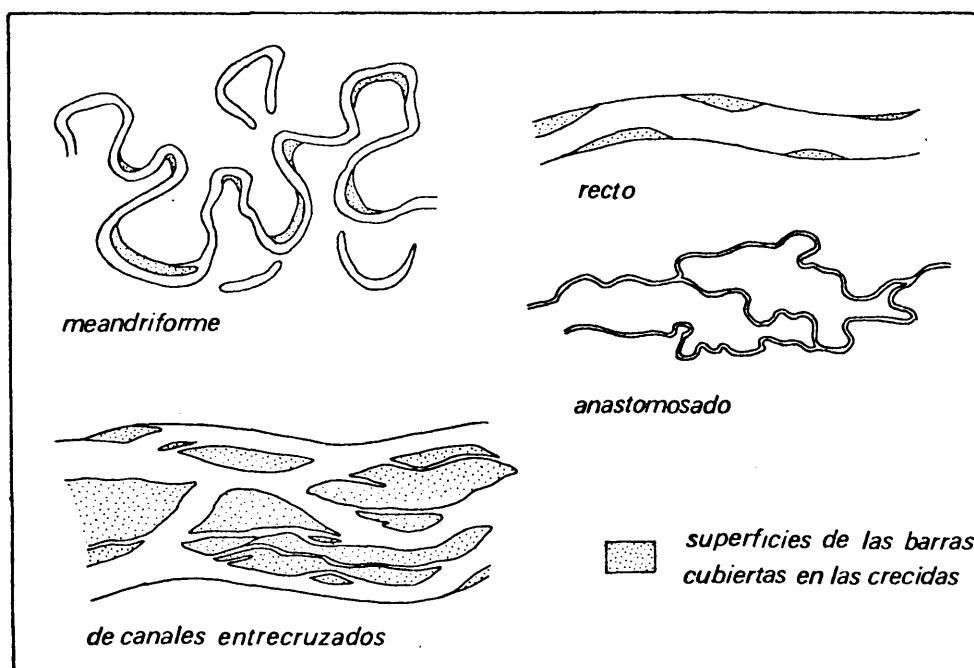


FIGURA 50 Principales tipos de ríos. MIAL, 1977.

LEOPOLD y WOLMAN (1957) han visto experimental y empíricamente que un río cambia de braided a meandriforme en una distancia relativamente corta y en función de ajustes locales, y que ambos modelos son extremos de una variación continua. Este concepto de transición entre los modelos viene confirmado por los datos expresados en la figura 51, en la cual se manifiesta que existe una relación entre el modelo del río y el promedio de la pendiente en función del caudal. Los ríos braided se dan en mayores pendientes, y las variaciones entre los modelos dentro de un mismo río están condicionadas por su perfil longitudinal.

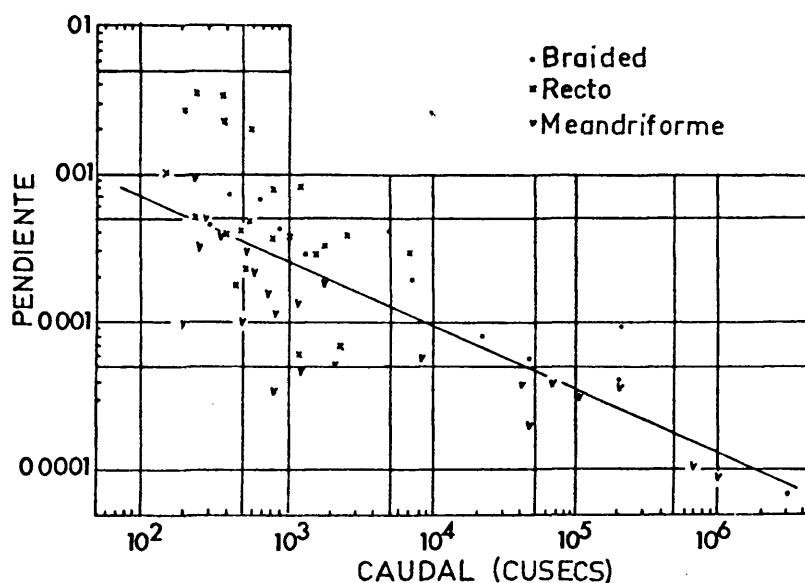


FIGURA 51 Características de pendiente-caudal en canales naturales rectos, braided y meandriformes. Según LEOPOLD y WOLMAN, 1957.

Además de los cambios de modelo que puede presentar un río, producidos por su inestabilidad horizontal, la excavación y relleno de los paleocanales, cuando es el resultado de su relleno aguas arriba (backfilling), puede presentar un registro complejo (Fig. 52). El backfilling puede producirse por una elevación del nivel de base o por una alta producción de sedimentos del área madre que puede taponar el canal y producir la sedimentación aguas arriba. Este hecho parece ser el control principal en las regiones áridas o semiáridas. El control del nivel de base local causado por la sedimentación desvía la corriente, reduce el gradiente y la sedimentación se mueve progresivamente corriente arriba (SCHUMM, 1977).

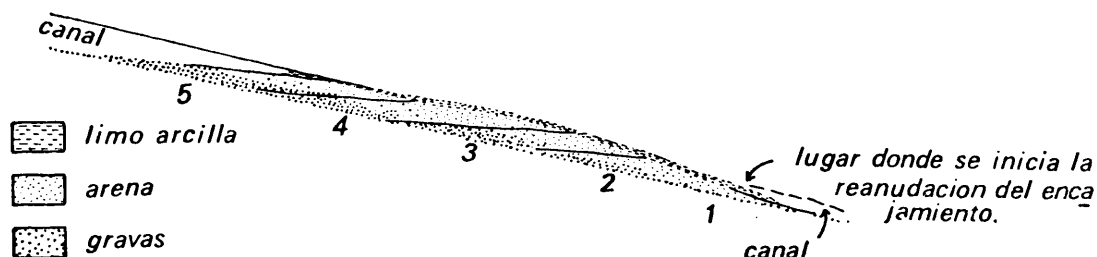


FIGURA 52. Sección longitudinal de un depósito fluvial formado por backfilling, mostrando el desarrollo de estratificación gradada debida a la migración aguas arriba de las unidades deposicionales. Según SCHUMM, 1977.

SCHUMM (1960, 1977) ha observado las diferencias en, la estratificación en el proceso de relleno por backfilling de ríos efímeros, en relación con el tipo de carga de sedimentos que se mueve a través de ellos. La composición y geometría de los estratos se muestra en la figura 53.













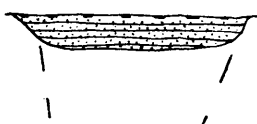
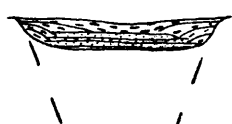

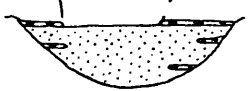
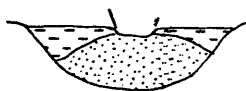



A	MORFOLOGIA	TIPO DE CANAL		CARGA DE FONDO	CARGA MIXTA	CARGA DE SUSPENSION
		CANALES INDIVIDUALES	DESARROLLO DEL CANAL			
			relación anchura-profundidad	60	25	8
			MODELO DE CANAL	 	 	
SINUOSIDAD	1.0	1.1	1.4	1.7	2.5	
B	ESTRATIGRAFIA	CANALES MÚLTIPLES	MODELOS		  	
		CANALES INDIVIDUALES	DEPOSITOS DE CANAL			
			DEPOSITOS DE VALLE			
LEYENDA						
		limo y arcilla			arena y grava	
						

Figura 53 .Diagramas generalizados ilustrando los tipos de canales individuales y de sistemas de canales múltiples , y sus características morfológicas y sedimentológicas.

SCHUMM (1968a) estableció que las características morfológicas e hidrológicas de los canales fluviales demuestran que los ríos son significativamente diferentes dependiendo de la naturaleza de la carga de sedimentos que transportan. Para una caudal determinado la dimensión del canal está muy influenciada por el tipo de carga de sedimentos que transporta, y que a su vez condiciona el carácter de sus arcos y márgenes. Un aumento significativo en la relación de carga de fondo a carga total de sedimento causa un aumento en la anchura del canal, longitud de onda del meandro y pendiente; a su vez que una disminución en su profundidad y sinuosidad según la relación:

$$Q_s = \frac{W, L, s}{d, P}$$

donde Q_s = carga de fondo/carga total

W = anchura del canal

l = longitud de onda del meandro

d = profundidad

P = sinuosidad (longitud del canal/longitud del valle)

SCHUMM (1968a) clasifica los canales según el tipo de carga de sedimento en canales de carga de fondo, de carga mixta y de carga en suspensión (Fig. 53) e introduce el concepto de metamorfosis de un río. Una variación en el tipo de carga que transporta un río, condicionada por ejemplo por una modificación en la vegetación del área madre, puede cambiar completamente su configuración; es decir producir en él una metamorfosis. Este fenómeno se ha observado a escala de tiempo humana.

3.1.4.a.- Ríos rectos

Se considera un río recto a aquel que cuando el canal está completamente lleno de agua (estado de bankfull), posee una escasa sinuosidad para una distancia varias veces mayor que la anchura del canal. Los geomorfólogos en general consideran que tienen mucho en común con los ríos meandriformes. Sus perfiles longitudinales muestran una alternancia de profundas pozas (pools) y someros riffles en los que suele darse sedimentación (Fig. 54-a). Los pools se oponen a barras laterales de sedimentos unidas a las márgenes del canal. La relación entre la distancia de los riffles en los canales rectos, y la longitud de onda de los meandros son semejantes (LEOPOLD y WOLMAN, 1957). En los riffles producidos experimentalmente por SIMONS et al. (1964) se movían aguas abajo a velocidades de alrededor de 1 a 2 pies por minuto. Rara vez son observados en el campo por la energía de la corriente, la turbulencia, etc.

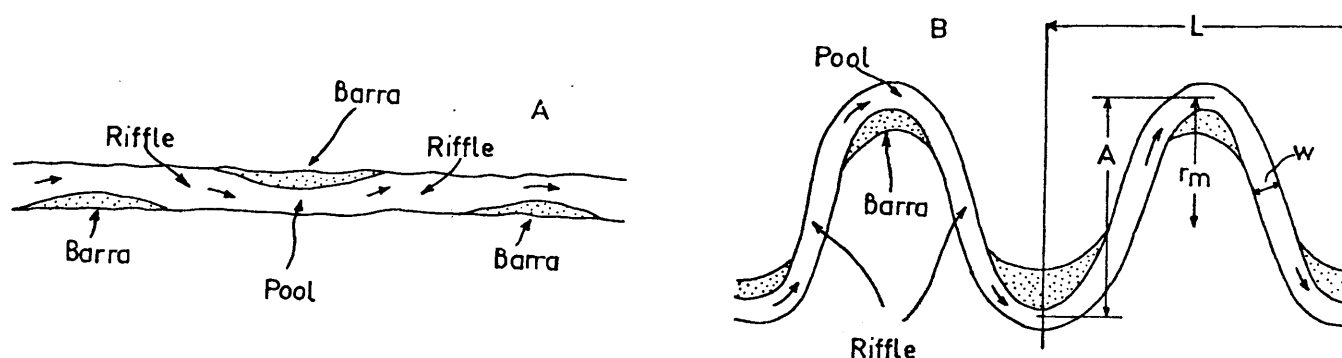


FIGURA 54 . A, río recto. B, río meandriforme. w , anchura del canal. r_m , radio del meandro; A , amplitud de onda, L , longitud de onda. Según J.R.L. ALLEN, 1965.

Los tramos rectos en los ríos son poco frecuentes (LEOPOLD, WOLMAN y MILLER, 1964) y desde un punto de vista sedimentológico se reconocen por la ausencia de crite

rios de flujo helicoidal, que caracterizan los depósitos de point-bars de los ríos meandriiformes, y de disponibilidad de canales sobre el lecho, como sucede en el modelo braided. Los criterios utilizados por geomorfólogos para diferenciar un río recto de otro meandriiforme no pueden ser aplicado por lo general en depósitos antiguos; para SCHUMM (1977) cualquier división entre ellos es arbitraria. La transición gradual entre los ríos rectos y meandriiformes se refleja también entre las barras laterales y los point-bars. El flujo helicoidal en los depósitos de point-bars es bien conocido, pero no se ha estudiado la transición que debe existir entre el tipo de flujo correspondiente a una barra lateral y el flujo helicoidal bien desarrollado de los point-bars, y es de suponer que los sucesivos depósitos posean características transicionales.

3.1.4.b.- Ríos meandriiformes

Son aquellos cuyo índice de sinuosidad (longitud del canal/longitud del valle) es mayor de 1,5, pero esté límite es arbitrario. A lo largo de su cauce los pools se dan en los puntos de inflexión del canal, mientras que los riffles se encuentran aproximadamente a mitad del camino de los puntos de inflexión (Fig. 54-b). Cada arco del canal forma un meandro que a su vez rodea un point-bar por la margen convexa. El point-bar está formado por crestas (scroll-shaped ridges) y depresiones (swales) conformes con la curvatura del canal (Fig. 55). Las crestas o ridges pueden levantarse más que los levees del margen cóncavo (ALLEN, 1965a).

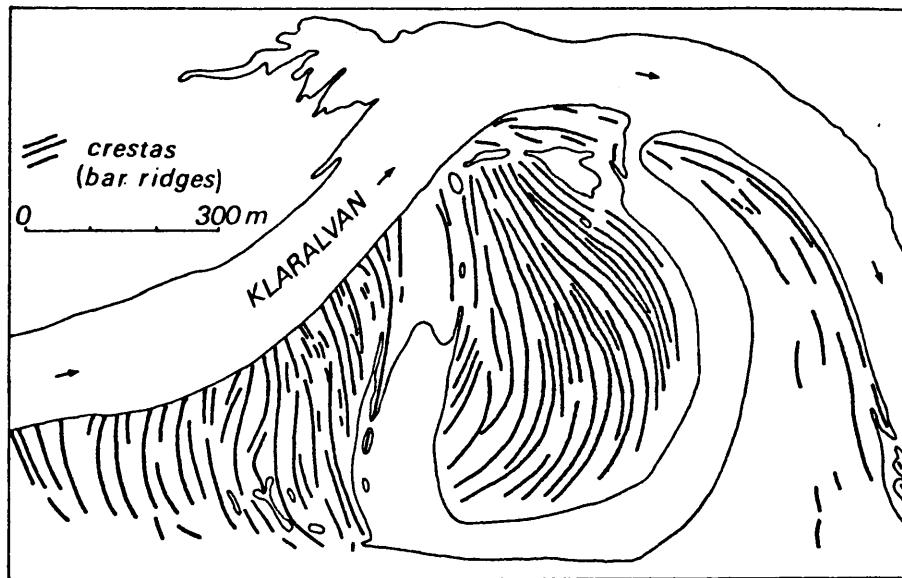


FIGURA 55 .Topografía de acreción de un point bar del río Klaralven, Suecia (SUNDBORG, 1956).

Las pautas de flujo en un canal curvado son helicoidales (LEOPOLD y WOLMAN, 1960, aquí Fig. 56), con una elevación de la superficie del agua contra el margen concavo. El material es erosionado en cada margen cóncava y depositado en el siguiente point-bar aguas abajo y no en la barra opuesta. Los meandros van creciendo y desplazan

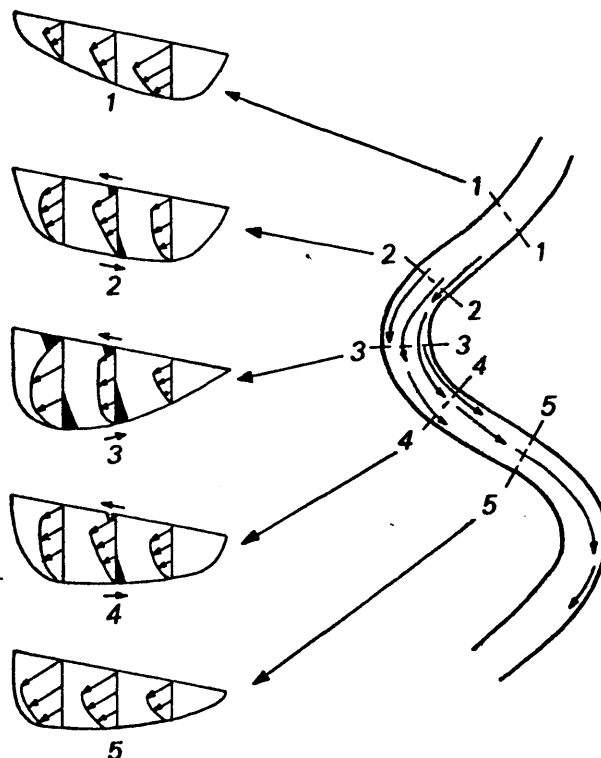
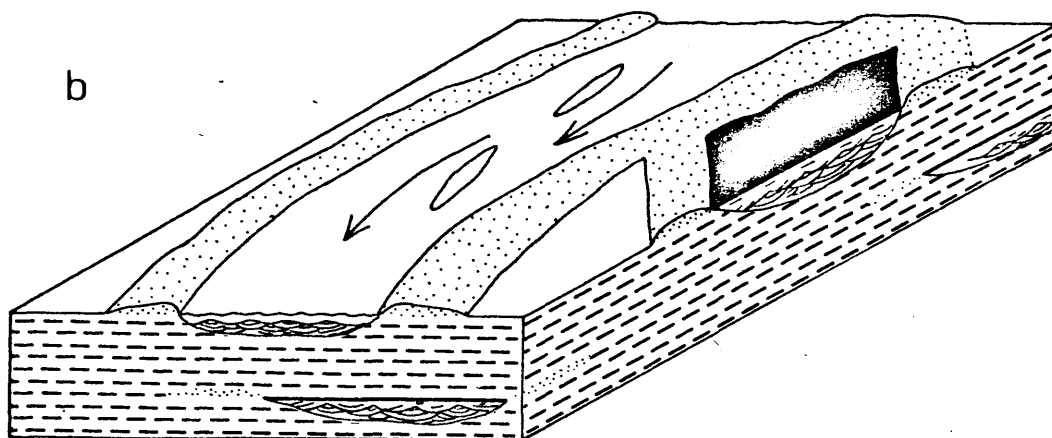
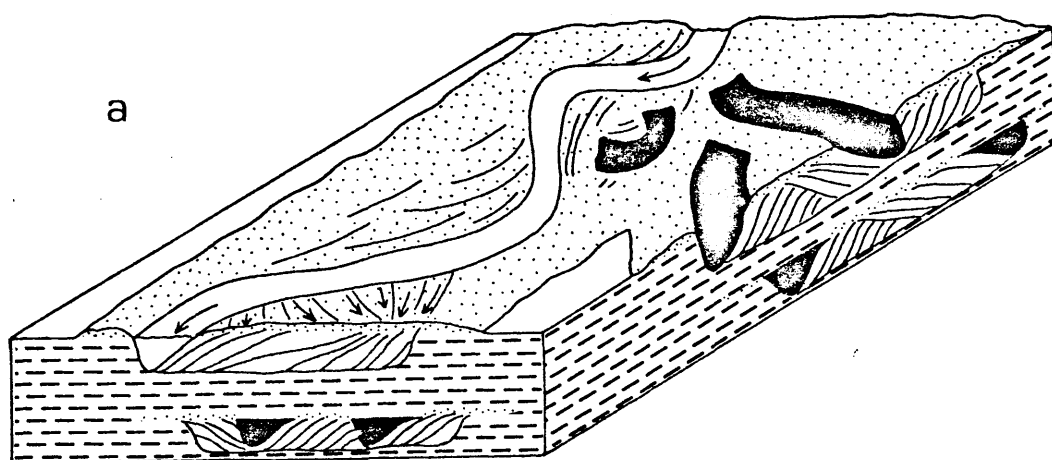


FIGURA 56 .Esquema mostrando las pautas de flujo en un meandro. LEOPOLD y WOLMAN, 1960.

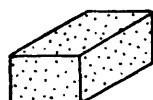
do lateralmente al tiempo que se propagan aguas abajo como un movimiento ondulatorio. El flujo cruzado sobre el lecho disminuye de intensidad sobre el banco convexo y es el mecanismo responsable de la sedimentación sobre el point-bar.

El primer río meandriforme que se describió fué el río Mississippi por FISK (1944 y 1947). Las características generales de los depósitos de los ríos meandriformes han sido resumidas por MOODY-STUART (1966) como sigue a continuación (ver Fig. 57):

- a) Los depósitos de point-bar son tan potentes como el canal es de profundo.
- b) En sección transversal son cuerpos tabulares cuyo eje viene definido por la forma del canal en el lado externo del lóbulo.
- c) Estos lóbulos en sección transversal pueden presentar la sección del canal original rellena por sedimentos finos que for un tapón de arcilla (clay plug).
- d) Como el canal de un río altamente sinuoso migra lateralmente, los estratos son depositados con formas, en sección transversal, concordantes con la pendiente de la margen deposicional del río. La sedimentación en el lado interno del arco deja una huella de la forma del canal en los sucesivos depósitos, o superficie de acreción interna de los lóbulos de meandro. ALLEN (1963) llamó a este tipo de depósito estratificación cruzada tipo "epsilon", pero en la actualidad no se utiliza este término porque ha resultado poco útil en la práctica.



*Depósitos finos de
relleno de canal*



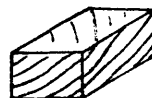
Depósitos de dique



Depósitos de inundación



*Depósitos sobre el
fondo del canal*



*Topografía de acreción
Estratificación cruzada
"tipo epsilon"*

a , rios de alta sinuosidad
b , rios de baja sinuosidad

FIGURA 57

- e) Puede existir una capa delgada de depósitos de levee al techo de los depósitos de point-bar, en el lado interno del arco (FISK, 1947, según MOODY-STUART, o.c.).
- f) Si el afloramiento es bueno, en una sección transversal de un arco de meandro las paleocorrientes mostrarán el cambio progresivo de la dirección del canal.

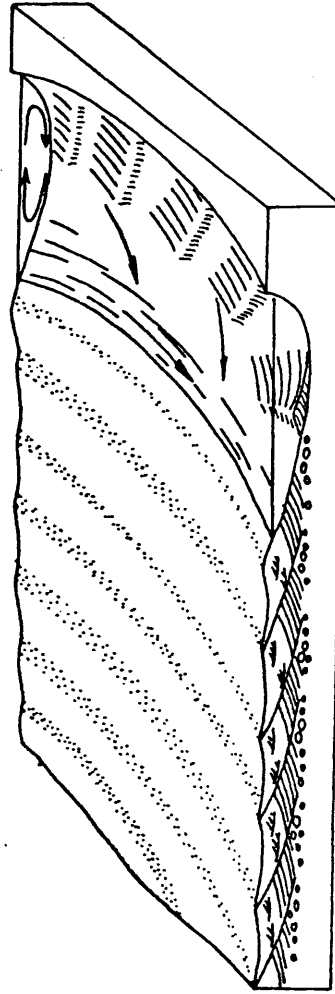
Dentro de las unidades deposicionales del point-bar la disminución de la velocidad del flujo sobre el banco cóncavo da lugar a una secuencia textural y estructural de tipo decreciente. A medida que disminuye la velocidad del flujo se van depositando progresivamente la carga más gruesa, y las estructuras sedimentarias van siendo de menor energía. Este hecho viene claramente reflejado en el modelo del point-bar de Murillo del Mioceno de la Cuenca del Ebro (PUIGDEFABREGAS, 1973, aquí Fig. 58).

Se han descrito bastantes depósitos de point-bars, entre ellos, además de los mencionados hasta ahora, destacan los trabajos de ALLEN (1964 y 1965b) y LEEDER (1973) sobre la "Old Red Sandstone".

Hasta hace pocos años este tipo de secuencias decrecientes (fining upward) se consideraban características de los depósitos de point-bar. A partir de 1970 se han descrito tres modelos con secuencias crecientes o coarsening upward. Estos tres modelos se resumen a continuación:



- ripples en sección transversal
- ripples en sección longitudinal
- ripples ascendentes
- estratificación cruzada de gran escala en sección transversal
- estratificación cruzada de gran escala en sección longitudinal



Modelo simplificado explicando la génesis de la estructura descrita en el poit-bar de Murillo.
Basado principalmente en ALLEN (1965 ,1968)

- Ríos Amite y Colorado

McGOWEN y GARNER (1970) describen los ríos Amite y Colorado en Texas. Estos ríos son de baja sinuosidad, 1.5-1.75 y 1.4-1.7, alto gradiente, márgenes estabilizadas por vegetación y caudal excesivamente alto y de poca duración. Son ríos de carga de fondo, si la cobertura vegetal estuviera ausente o fuera escasa estos dos ríos seguramente tendrían una configuración braided. Sus point-bars tienen tres zonas bien diferenciadas (Fig. 59).

- 1) Un scour pool o parte más profunda del canal con surcos de excavación tapizados por arenas y gravas de cuyo relleno resulta una estratificación cruzada de gran escala de tipo surco.
- 2) Un bajo point-bar con estratificación cruzada de "relleno de surco", estratificación cruzada de foreset y laminación paralela.
- 3) Un alto point-bar formado por chutes y chute-bars. Los chute son canales de 4 a 6 pies de profundidad; aguas abajo dan lugar a una sedimentación en forma de lóbulos, que se llaman chute bars, y que individualmente son sets con láminas formadas por avalancha de sedimentos.
La formación de los chute y de los chute-bars se debe a que en estado de inundación el canal adopta un trazado relativamente recto y parte del flujo cubre transversalmente el point-bar. La secuencia resultante puede verse en la figura 59.

- Río Endrick

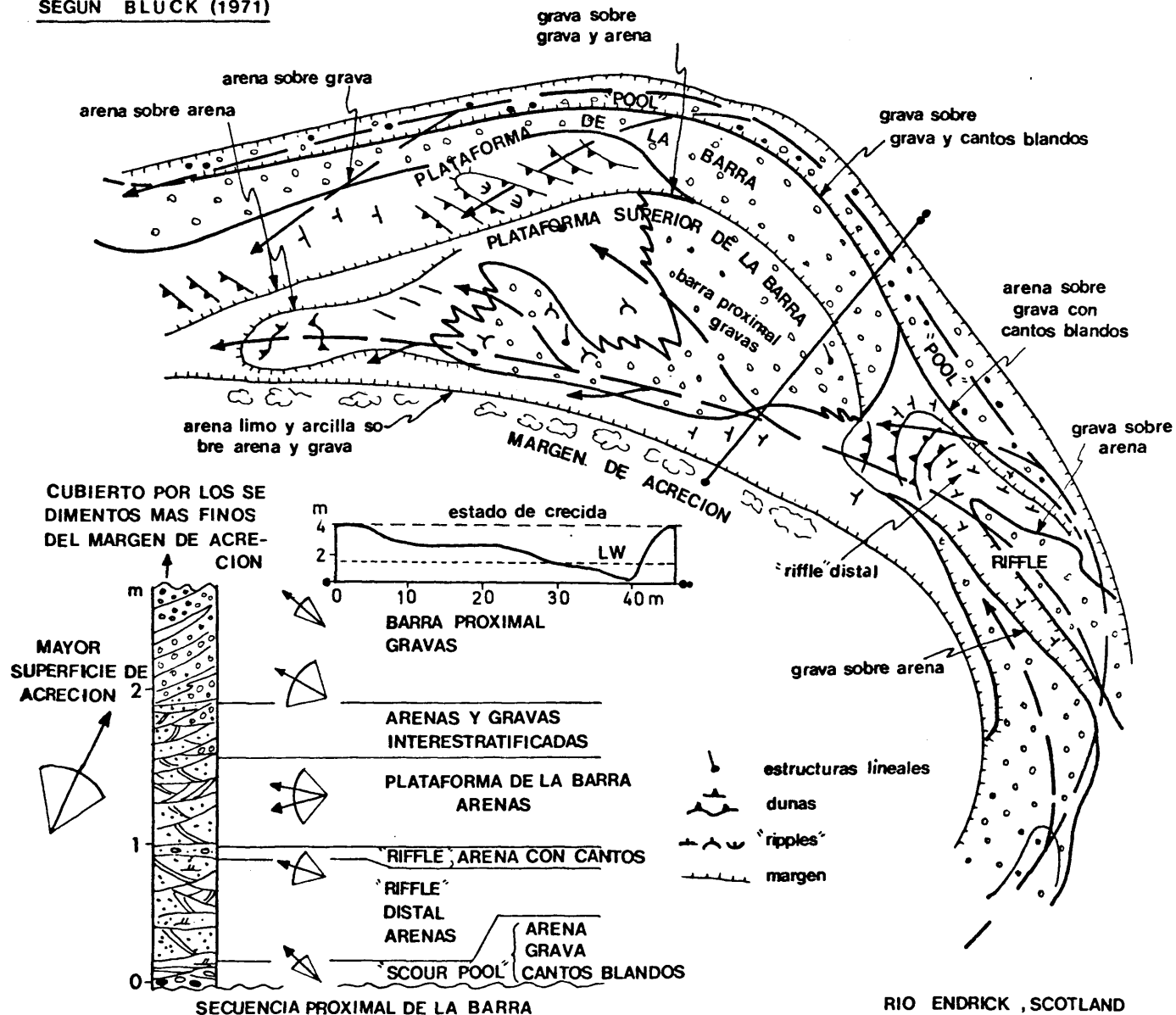
Los point-bars del río Endrick fueron descritos por BLUCK (1971, aquí figura 59). Según este autor el trazado del canal del río Endrick no es constante en anchura y forma, y por lo tanto hay cambios considerables en el flujo que se mueve aguas abajo. A causa de la morfología de la barra en relación con el estado de flujo operan dos corrientes sobre la barra la de bar head y la de pool. La corriente de bar head funciona solamente en los altos estados de flujo. La corrientes de pool se mueve sobre el pool (ver Fig. 59) y funciona también en los bajos estados de flujo; para los altos estados tiene una pauta algo helicoidal. La corriente más fuerte es la de bar head y arrastra la mayor parte del material grueso sobre el lóbulo del point-bar, depositando en primer lugar el material más grueso y el resto cae gravitacionalmente por lapendiente aguas abajo del lóbulo. El resultado final es una secuencia vertical en la que los materiales más finos acarreados por la corriente de pool se encuentran debajo de los más gruesos (Fig. 21-b).

- Río Wabash

Los scroll-bars del río Wabash descritos por JACKSON (1976-a y b) son cuerpos alargados en el sentido de la corriente que se disponen a lo largo de los arcos de meandro, en el margen interior que está vegetado. Tienen una cara de deslizamiento con un ángulo de reposo por encima de 50°. Durante las crecidas y flujos de inundación la dirección de la corriente era paralela a la dirección local

POINTBARS ACTUALES DE GRANULOMETRIA GRUESA

SEGUN BLUCK (1971)



RIO ENDRICK, SCOTLAND

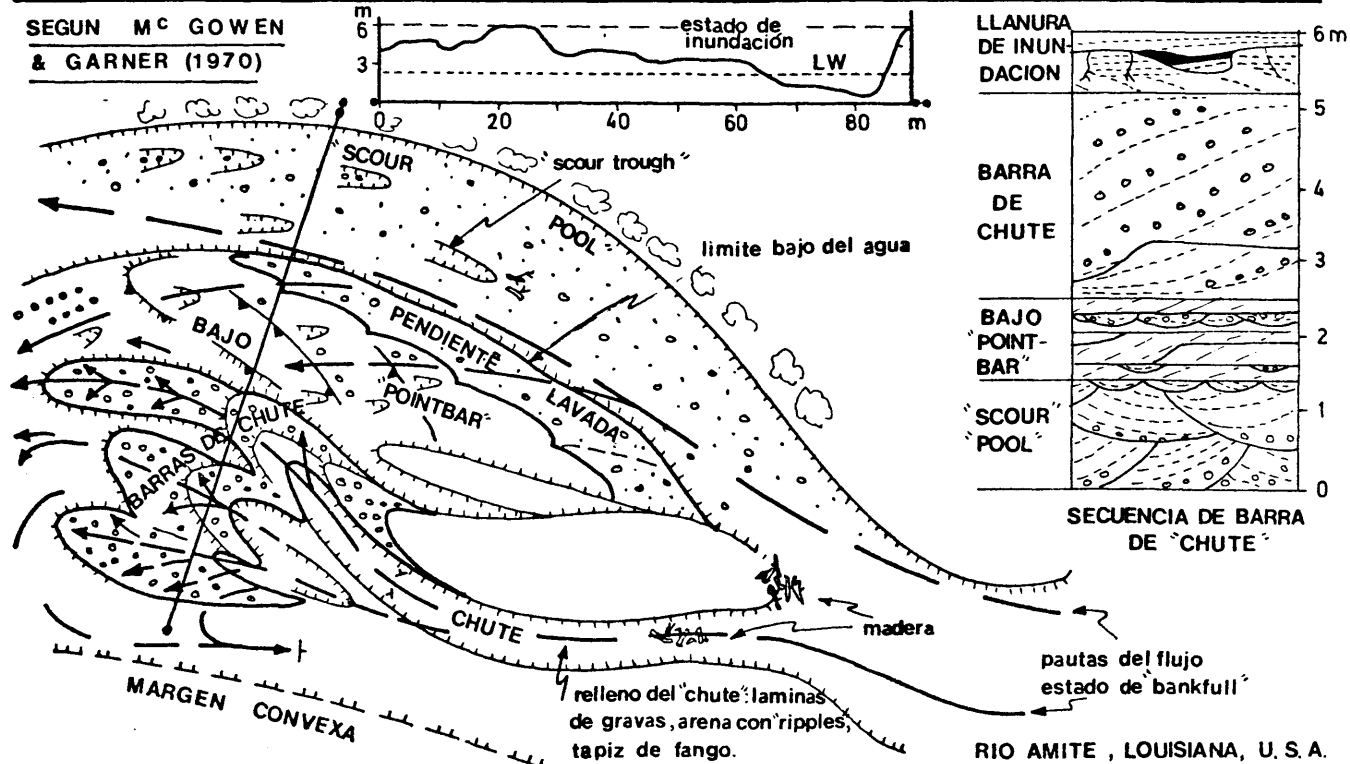


FIGURA 59. En NIJMAN Y NIO, 1975

del canal; cuando decreció el estado de flujo, se hizo más normal a la dirección general de la línea de cresta de la barra.

La estratificación dentro del "scroll-bar" consiste de paquetes de sets de avalancha orientados de 50° a 90° hacia el interior de la dirección local del canal. Un corte en los depósitos holocenos de este río en un antiguo scroll-bar tiene una secuencia que está representada en la figura 60; la media del tamaño de grano permanece constante a través de la sección vertical; las corrientes son bipolares. La parte baja de la secuencia está formada por la migración de dunas aguas abajo y paralelas a la dirección del canal, el resto son scroll bars marchando hacia el margen interno. Los ripples del techo se formaron por un flujo débil aguas abajo en un estado próximo a la crecida.

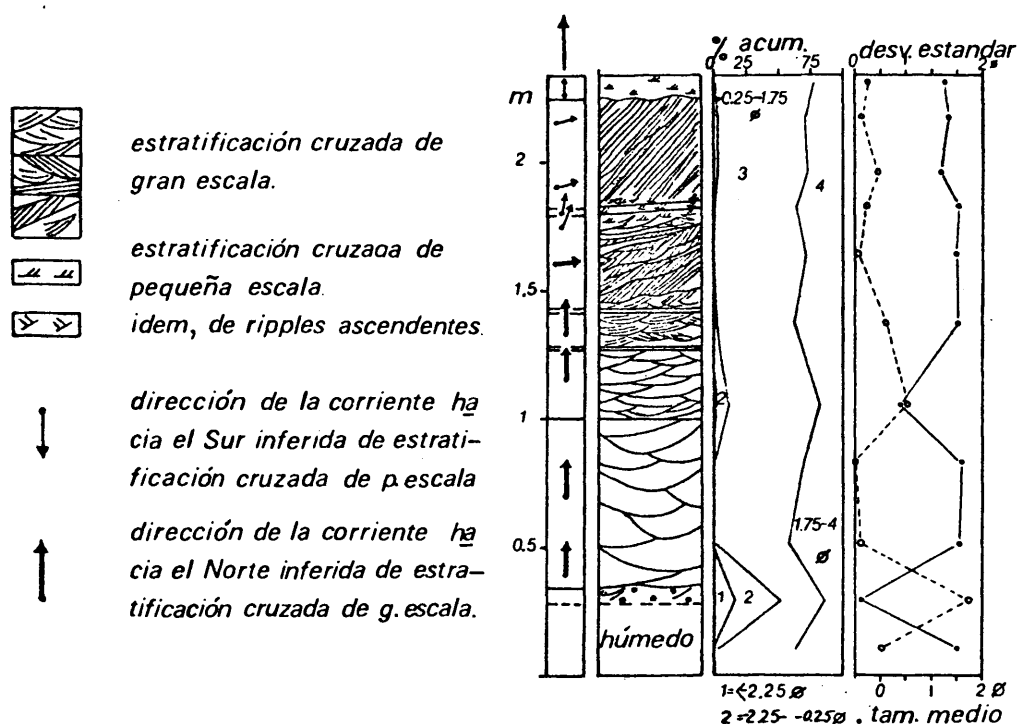


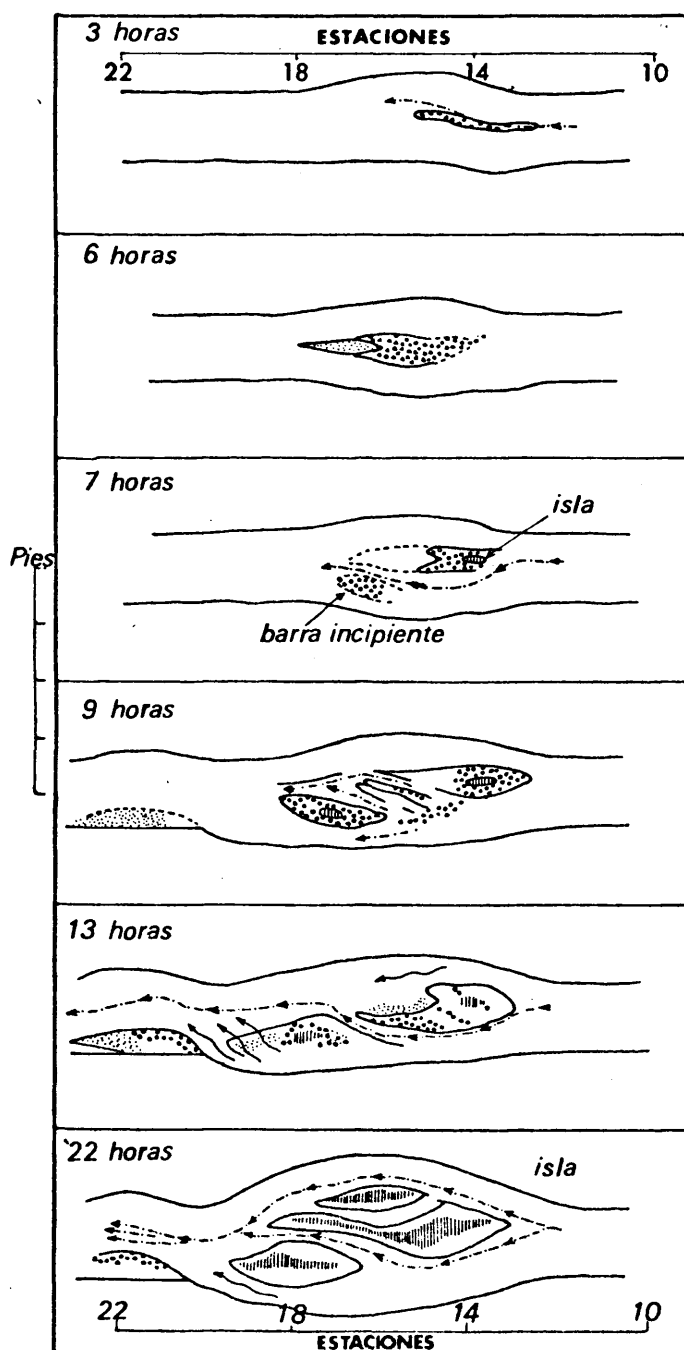
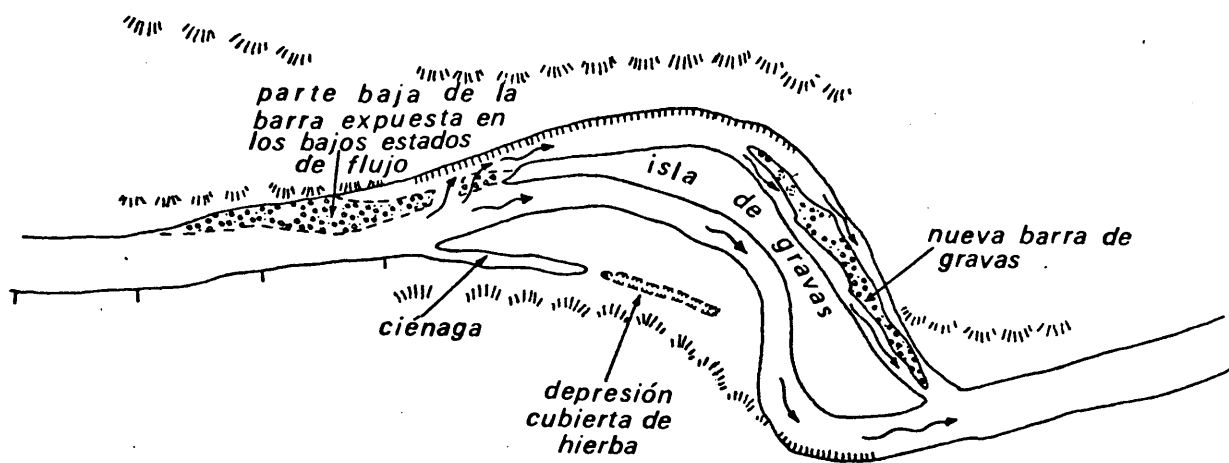
FIGURA 60 .Log sedimentológico de un corte abierto en los depósitos del río Wabash. JACKSON, 1976.

3.1.4.c.- Ríos de canales entrecruzados o braided

Un río se considera braided en el momento en el que el agua fluye por lo menos en dos canales alrededor de una isla. Según LEOPOLD y WOLMAN (1957, Fig. 61 de este texto) el modelo braided se desarrolla a partir de la sedimentación de una barra central, construida con las partículas gruesas que no pueden ser transportadas debido a condiciones locales. Esta fracción gruesa puede ser el núcleo de la barra, que a continuación crece formando una isla. La formación gradual de una barra lleva consigo una insuficiencia en los canales laterales. Para mantener la velocidad del flujo, el río erosiona los ejes de la barra central y las márgenes originales del canal. Al mismo tiempo se pueden encajar los canales flanqueantes, y la barra emerger como una isla que puede ser estabilizada por la vegetación. Después de la formación de esta isla los nuevos canales pueden volver a subdividirse de la misma manera.

LEOPOLD y WOLMAN (1957) describieron el primer río braided, el Horse Creek (Fig. 71), que tenía una sola isla y dos canales laterales.

DOEGLAS (1962) describió dos ríos braided, el Durance y el Ardeche, afluentes del Rhone. En el Durance la superficie de las barras y fondo de los canales están formados en su 80% de cantos y gravas. En los canales primarios el agua fluye incluso en los bajos estados de flujo, los secundarios están secos durante los bajos estados, excepto en sus extremos aguas abajo, por donde entra el agua que fluye en los canales primarios. En los altos estados de flujo en los canales secundarios se forman dunas en arena media y arena fina limosa, cuando cae el flu



Depositos más gruesos que la arena inicial

 Depósitos más finos que la arena inicial
 Pauta del principal transporte sobre el fondo

 riffle

 islas
 borde de la barra bien definido
 borde de la barra mal definido

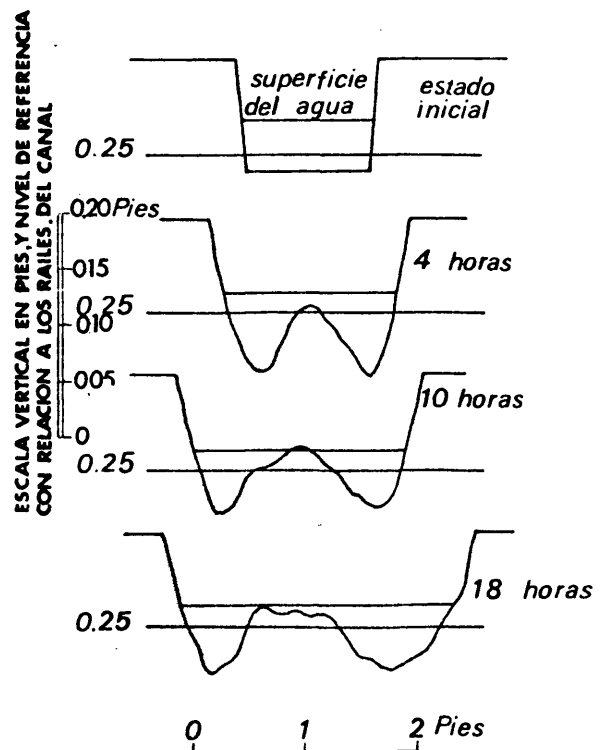


Figura 62. Esquemas y secciones transversales mostrando el progreso en el desarrollo de islas y canales en un canal experimental. LEOPOLD y WOLMAN, 1957.

jo se deposita una capa de arena fina arcillosa a limo arcilloso. Es frecuente al comienzo de un periodo de inundación la presencia de canales cruzados donde el material grueso va a quedar atrapado (Fig. 62). El relleno se produce más o menos paralelo al fondo; el material que rellena el canal deriva de la barra adyacente aguas arriba, la cual es rebajada y erosionada. Durante el siguiente periodo de caída del flujo se excavan nuevos canales.

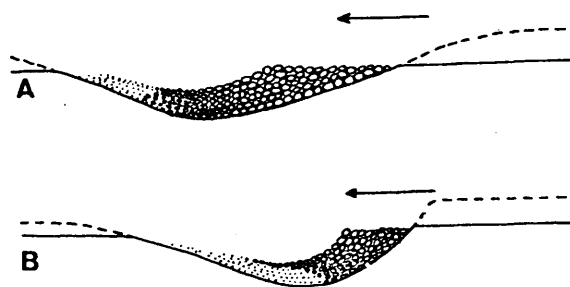


Figura 61. A, relleno de un canal al ser cruzado por una corriente desde el margen convexo; B, desde el margen cóncavo. D. J. DOEGLAS, 1962.

Según ORE (1963) la rápida migración de los canales dentro de un sistema braided tiende a destruir parte de las barras dentro de los canales. Otro aspecto que modifica las formas deposicionales originales son los canales diagonales que disectan las barras longitudinales y transversas.

Uno de los modelos actuales de río braided más complejos es el que presenta el Río Donjek (Canadá) descrito por WILLIAMS y RUST (1969). El caudal de este río está controlado por cambios climáticos estacionales y posee una gran carga de fondo. Su lecho es muy complejo (Fig.63), con una parte activa o superficie 1 y otras superficies topográficamente más elevadas que sólo funcionan en las crecidas. En la parte activa del canal existen una serie de barras (braid bars) y de canales que según su posición llamar de 1º, 2º y 3er orden; estos órdenes manifiestan una jerarquía porque la intensidad del flujo no es la misma a través de ellos; y esto queda reflejado en los depósitos correspondientes. En el Río Donjek se han descrito todas las formas del lecho, incluyendo barras longitudinales, transversas y point-bars .

SMITH (1971 y 1972) describe las barras transversas del Río Platte en Nebraska (Fig. 43). Este río para bajos estados de flujo tiene un pronunciado carácter braided debido a la erosión de las barras transversas al disminuir el caudal.

SHANTZER (1951, según ALLEN, 1968) describe las braid bars del Río Volga que han crecido lateralmente como point-bars debido a la curvatura de los canales entre las barras.

COSTELLO y WALKER (1971) reconocen secuencias crecientes o coarsening-upward en el relleno de los canales de un río braided con la siguiente secuencia (Fig. 64): arcillas y limos con estratificación cruzada de pequeña escala, arenas finas con ripples ascendentes y sets tabulares con arenas y gravas. Esta secuencia de relleno de canal se produce por desbordamiento sobre un canal abandonado.

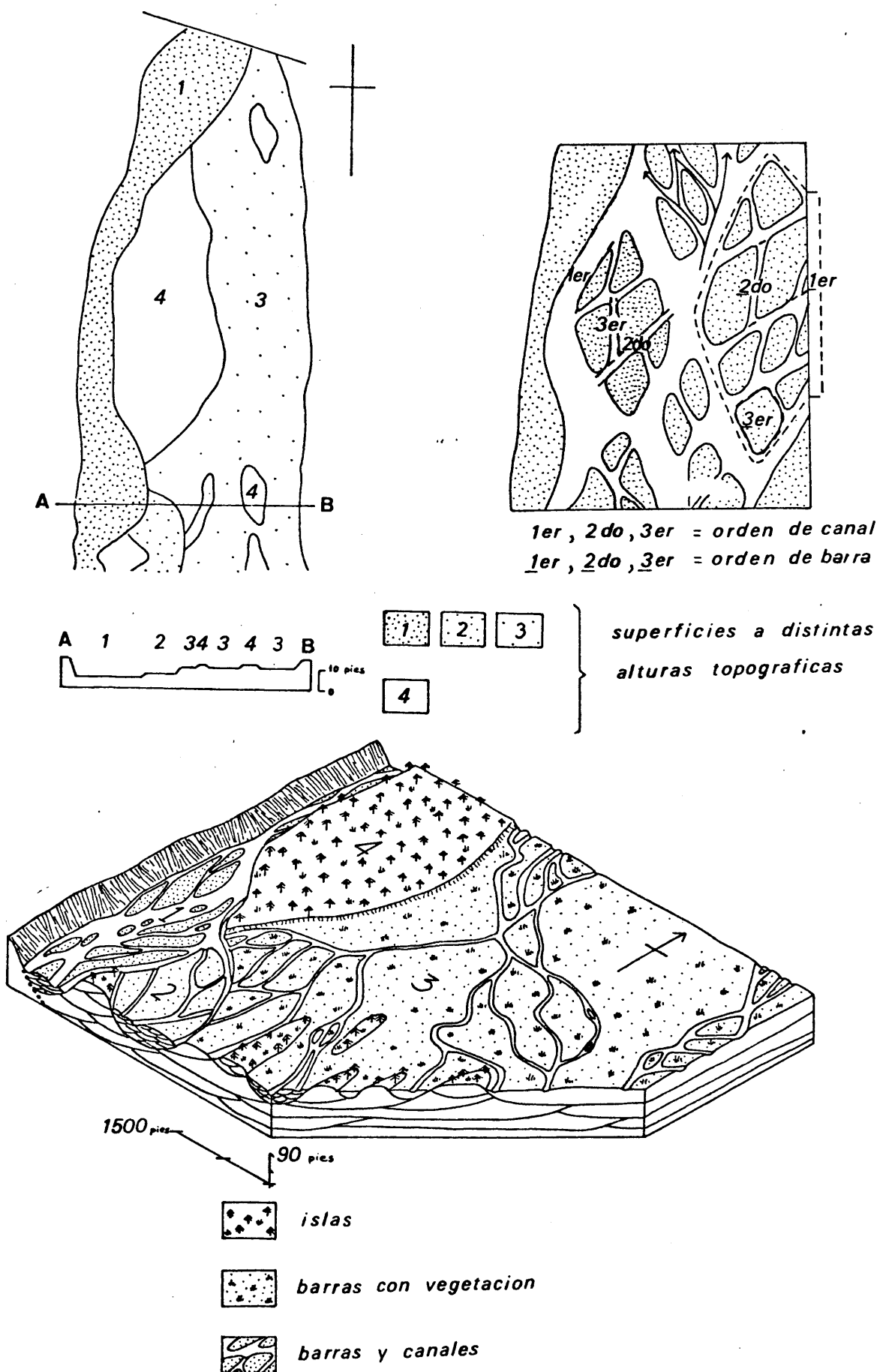


FIGURA 63

P. F. WILLIAMS Y B. R. RUST, 1969

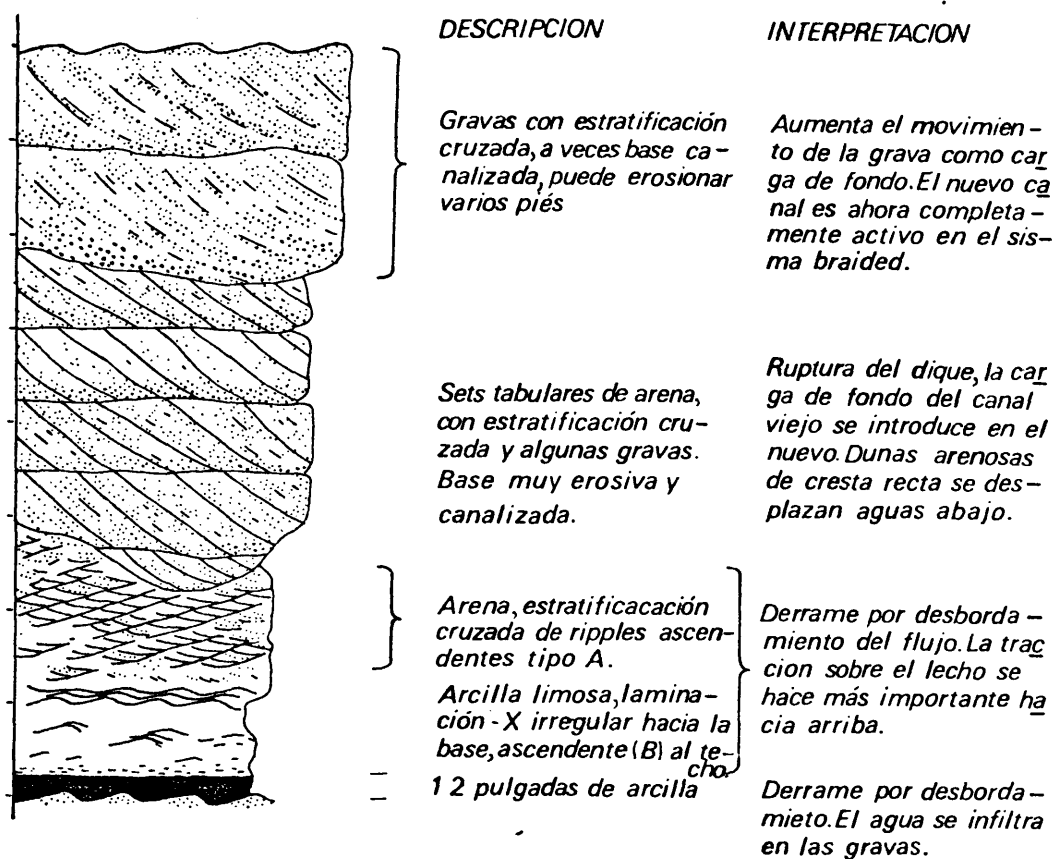


FIGURA 64 .Según COSTELO y WALKER, 1971.

3.1.5.- Sistemas distribuidores

- Introducción

En general la mayor parte de los paleocanal que encontramos en el registro estratigráfico, forman parte de sistemas distribuidores o de canales múltiples. Es para este sistema de canales múltiples que se comienza a utilizar el término anastomosados (anastomosing) cuando el entrecruzamiento de canales se produce a nivel de llanura de inundación (Figs. 50 y 53). En los sistemas distribuidores unos canales serán activos siempre y otros solo funcionan en los estados de crecida (SCHUMM, 1968a). En medios

continentales los sistemas de canales distribuidores se dan en las llanuras y abanicos aluviales.

Las llanuras aluviales con sistemas distribuidores no se diferencian del medio fluvial más que en el número de canales que la componen, por lo tanto sus facies ya han sido descritas.

3.1.5.b.- Abanicos aluviales, áridos y semiáridos

- Aspectos fisiográficos y geométricos

BLISSENBACH (1954) definió un abanico aluvial (aluvial fan) como un cuerpo de sedimentos detríticos construido por un río de montaña en la base de un frente montañoso. Desde su cabecera su superficie se va inclinando hacia la base en cuya dirección el ángulo se va haciendo más bajo.

En planta geométricamente presenta una forma semejante a un segmento de cono (BLISSENBACH, 1954; BULL, 1968) que irradia aguas abajo desde el punto en que los canales salen de las montañas. Lateralmente pueden coalescer los unos con los otros.

Se han descrito modelos sobre todo de climas áridos y semiáridos, pero también existen en zonas húmedas; aunque en general en la actualidad están más desarrollados en las zonas secas de la tierra, en áreas de fuertes relieves y generalmente a lo largo de escarpes de fallas (BULL, 1968; ALLEN, 1965a).

El ángulo de inclinación rara vez excede de 10° . Un abanico puede ser cóncavo hacia arriba y su perfil transversal es convexo (BLISSENBACH, 1954).

La potencia del depósito es mayor hacia la cabecera aunque en condiciones excepcionales puede ser más potente en la base como ocurre en las Montañas de Santa Catalina en Arizona (BLISSENBACH, 1954).

El área de un abanico está influenciada por muchos factores. Uno de los más importantes es el efecto del tamaño del área fuente de los depósitos (BULL, 1968). Una relación general viene expresada por:

$$A_f = c A_d^n$$

donde A_f es el área de abanico y A_d el área de la cuenca de drenaje, c es un coeficiente que incluye factores como litología de la cuenca de drenaje, clima, historia tectónica y la suma de espacio disponible para la sedimentación de los abanicos.

Según BULL (1968) la sedimentación no está causada por una abrupta disminución en el gradiente del canal, como afirman muchos autores, sino más bien por un cambio en la geometría hidráulica del flujo después de que éste abandona el confinamiento del canal principal. El caudal de río (Q) es igual al producto de la anchura media (W), profundidad media (d) y de la velocidad del flujo (v):

$$Q = W.d.v.$$

Cuando un río o debris flow alcanza el final de un canal se desparrama, aumentando su anchura, produciendo una disminución en la profundidad y velocidad, y consecuentemente una sedimentación de la carga que transportaba.

La tendencia deposicional dentro de un abanico es a formar capas o sheets (BULL, 1972). La estructura interna de gran parte de ellos consiste de capas que pueden ser trazadas durante considerables distancias a lo largo de una línea radial, los sheets tienen frecuentemente de 10 a 100 veces o más la anchura del canal que transportaba el material al abanico (BULL, 1972). Sin embargo en secciones transversales muestran extensiones más limitadas, que son interrumpidas por fenómenos de erosión y relleno (cut and fill) resultantes de periodos de encajamiento de canales fluviales y su posterior relleno (HOOKE, 1967). Estas capas o unidades genéticas estarán mayor o peor diferenciadas según la naturaleza de la carga de los sheet flows en función de su viscosidad.

- Tipos de facies

La composición y tipo de los depósitos de un abanico viene determinada por: la composición del área madre de la cual deriva, del tipo y grado de alteración que presenta el área madre, de las alteraciones singenéticas durante el transporte hasta el lugar de sedimentación y de las alteraciones postsedimentarias (BLISSENBACH, 1954).

Son las características físicas y geométricas de las facies las que proporcionan el mejor medio de identificación de estos depósitos. Algunas de las facies que se presentan son comunes en otros ambientes deposicionales como son los canales fluviales, pero la geometría en capas o sheets, los depósitos de tamiz y los debris floods son típicos de este medio. Es frecuente que en un solo abanico

se de más de un modo de depósito; las proporciones entre ellos pueden variar verticalmente y en una dirección de proximal a distal (BULL, 1972). De hecho por sus características morfológicas y sedimentológicas sus facies son divididas en facies proximales, medias y distales (KLEIN, 1977).

- Debris flows

Son flujos de alta viscosidad que en la naturaleza pueden tener más de 1.000 poise y densidad de 2.0 a 2.4. En contraste la viscosidad del agua es de alrededor de 0.01 poise, y la densidad en un canal llevando material en suspensión es solamente algo mayor que la unidad. La alta densidad de este flujo reduce la velocidad del sedimento y aumenta la fuerza de arrastre (HOOKE, 1967).

Los factores que los producen son (BULL, 1972): agua abundante en cortos periodos de tiempo y a intervalos irregulares, fuertes pendientes, con cobertura vegetal insuficiente para prevenir la rápida erosión, y una fuente de material que proporcione una matriz de fango. Estos depósitos son mas frecuentes cerca de los ápices de los abanicos. Un mud flow (corriente de fango) es un tipo que está formado por tamaño arena y sedimentos más finos. Los debris flow están mal clasificados, los flujos individuales no están estratificados y en planta forman lenguas lobuladas (HOOKE, 1967; BULL, 1972).

- Depósitos de tamiz (sieve deposits)

Si el material que forma el abanico es suficientemente grueso y permeable, en función de su área madre, el flujo entero puede infiltrarse antes de alcanzar su base. De esta manera queda un lóbulo de sedimentos gruesos en el lugar donde el agua es incapaz de efectuar un transporte más lejano. Al filtrarse el agua a través de estos depósitos actúan como tamices por lo que HOOKE (1967) los bautizó como "sieve deposits". En el modelo de laboratorio estudiado por HOOKE (o.c.) estos depósitos se produjeron en las partes media y distal del abanico, en el primer caso por una pérdida del caudal por infiltración y en el segundo por una ruptura de pendiente.

Para que se forme un depósito de tamiz, a diferencia de los depósitos de "debris flow", no debe haber material fino disponible en el área madre. Sin embargo en la naturaleza no son excluyentes, aunque uno de ellos suele predominar (HOOKE, o.c.).

- Canales fluviales

Forman sistemas distribuidores de tipo anastomosado, formando a veces mantos o capas a la salida del canal principal que sale del frente montañoso. Por regla general son discontinuos, efímeros y se rellenan rápidamente de sedimentos migrando una corta distancia a otra posición (BULL, 1968, 1972). Algunos canales pueden encajarse temporalmente, y su relleno está formado por sedimen-

tos de granulometría más gruesa, y estar mas pobremente clasificados que las capas depositadas por la red de canales distribuidores (BULL, 1972).

3.1.5.c.- Abanicos aluviales húmedos

Los abanicos áridos son los más frecuentes hoy en día, pero en el pasado han sido más frecuentes los húmedos (SCHUMM, 1977). La información más completa de los abanicos húmedos se ha obtenido de los modelos antiguos que tienen depósitos importantes de oro y uranio.

En la actualidad existe en la India un gran abanico húmedo, el "Kosi River" (GOLE y CHITALE, 1966, según SCHUMM, 1977), que proporciona un gran contraste con los abanicos áridos. El Río Kosi drena desde el Himalaya y proporciona una gran carga de agua al piedemonte del Río Ganges donde ha construido un gran abanico. El río ha migrado 70 millas de E a W entre 1736 y 1964 y ha cubierto 3.400 millas cuadradas de terreno, tiene por lo tanto un tamaño considerable.

Se han descrito varios modelos antiguos de abanicos húmedos, entre ellas la Van Horn Sandstone del Precámbrico del E de Texas. Esta formación está constituida integramente por canales fluviales y los autores atribuyen este hecho a la existencia de un clima húmedo (McGOWEN y GROAT, 1971).

SCHUMM (1977) simuló experimentalmente un modelo reducido de abanico húmedo. En primer lugar el agua se extendió como una capa en la cabecera, y a continuación,

aguas abajo, el flujo se subdividió en canales migrantes. Esta configuración fué interrumpida periódicamente por encajamiento de la corriente en su cabecera, este encajamiento produjo un canal a través del cual la parte distal del abanico se cubrió de agua y sedimentos. Gran parte de la carga en suspensión continuó hacia afuera con el agua, y no se depositó en su zona distal, y podría haberse producido un abanico mucho más grande si el sedimento y agua hubiesen sido liberados a una cuenca cerrada. SCHUMM (o.c.) describe la "Riverine Plain" de Australia, cuyos depósitos según este autor son análogos a los más distales de un abanico, a causa de sus sedimentos finos, ríos meandriiformes y suaves pendientes. Los canales más antiguos muestran un modelo distribuidor, y antes del desarrollo de controles sobre este río se producían extensas inundaciones.

3.1.5.d.- Relaciones con otros ambientes deposicionales

En su sentido distal los abanicos aluviales pueden estar relacionados en una cuenca intramontañosa con cualquier tipo de medio continental según sean las características fisiográficas y climáticas.

En las regiones áridas y semiáridas, en las que la alimentación acuosa es esporádica, los sedimentos por lo general no son transportados mucho más lejos del abanico y están relacionados con depósitos eólicos, playas o sabkhas y escasos sedimentos lacustres (GLENNIE, 1970; BULL, 1972).

En zonas relativamente más húmedas pueden estar en contacto con llanuras fluviales de diferente dirección de aporte, dependiendo de las características fisiográficas de la paleocuenca (ALLEN, 1965) y con lagos pluviales (BULL, 1972).

A partir de abanicos húmedos pueden desarrollarse llanuras aluviales (SELLEY, 1977, aquí figura 65) que equivaldrían según SCHUMM (1977) a sus facies distales.

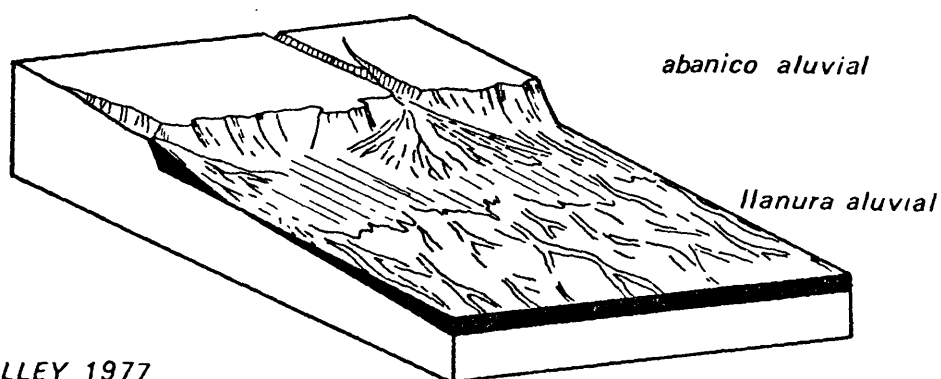


FIGURA 65. SELLEY 1977

3.1.6.- Conclusiones

- 1.- El primer paso para describir un paleocanal es identificar las estructuras sedimentarias, los límites de los cosets que las contienen y las relaciones geométricas de los cosets entre sí.
- 2.- El tipo de secuencia creciente (coarsening upward) o decreciente (fining upward) no son características de un modelo fluvial determinado. Las características geométricas de los cosets son más definitorias. Sin embargo si es típico

que los ríos meandriformes presenten una sola secuencia más o menos compleja, y que los ríos braided presenten un número de ellas relacionadas con un número indeterminado de canales cuyo relleno ha fosilizado.

- 3.- El análisis de las paleocorrientes es un dato más a tener en cuenta dentro de un modelo concreto, porque es complementario para el conocimiento de su paleodinámica, por ejemplo los canales que disectan transversalmente las barras de algunos ríos braided (ORE, 1963; WILLIAMS y RUST, 1969). En general los ríos meandriformes por la geometría de su canal presentan una mayor dispersión en las paleocorrientes; pero este hecho también puede darse en los ríos braided por la posible existencia sobre su lecho de canales transversales a la dirección del río. Por otra parte los ríos braided pueden tener una escasa o nula dispersión de paleocorrientes, pero en mi experiencia también es posible en los ríos meandriformes, cuando la sección que presenta el afloramiento de un point bar es paralela a las líneas de flujo que lo formaron.
- 4.- Una cartografía detallada de facies y un análisis de paleocorrientes son elementos indispensables para la individualización de los sistemas distributarios, y para establecer sus relaciones con otros ambientes deposicionales.
- 5.- Los abanicos aluviales áridos y semiáridos y los húmedos presentan grandes diferencias. En los abanicos húmedos predominan los depósitos canalizados y de tracción, y tienen una mayor extensión

superficial pudiendo desarrollar en su zona distal llanuras fluviales. De los abanicos áridos y semiáridos son típicos los depósitos de debris flow, mud flow, y la geometría en capas o sheets, aunque también pueden existir capas formadas por canales braided (stream flow) y sistemas de canales distribuidores encajados.

3.2.- Análisis de las facies

3.2.1.- Serie del Camino Agrícola (Fig. 4).

Solo el 18% de la potencia total de esta columna lo constituyen areniscas. No es posible hacer una descripción general de las facies fluviales debido a la gran diversidad que éstas presentan. Por esta razón realizo el análisis de facies individualmente para cada paleocanal.

- Nivel 1 (Foto 4)

Este paleocanal tiene en su base un potente depósito de lag formado por cantos de caliza, cuarcita y fragmentos de troncos rodados, transformados en xilópalo. Su relleno se ha realizado en etapas sucesivas, que están separadas por suaves cicatrices en la base de cada unidad deposicional y una disminución del tamaño de grano hacia su techo. Cada una de las unidades de relleno están formadas, por lo general, por estratificación cruzada de pequeña y gran escala, y en alguna ocasión son masivas con granoselección vertical. Su relleno se realizó en etapas sucesivas de backfilling con depósitos generalmente transportados por tracción y ocasionalmente por corrientes densas, La geometría horizontal de las unidades deposicionales es propia de canales rectos (Fig. 53).

- Nivel 3

Este paleocanal está en conjunto formado por arena gruesa y gravas con estratificación cruzada de gran escala (Foto 6). Presenta una aparente dispersión de paleocorrientes de 140°. Esta amplia dispersión obedece en parte a la dificultad de distinguir en el afloramiento lo que son barras de gravas, en las que las láminas de acre

ción del stoss side se inclinan en sentido opuesto a la paleocorriente (McGOWEN y GROAT, 1971), de los sets que puedan corresponder a fenómenos de erosión y relleno (cut and fill). La presencia de barras de gravas y la ausencia de una tendencia secuencial apoyan la interpretación de este paleocanal como un río de baja sinuosidad, con canales entrecruzados o braided.

- Nivel 5

La base de este paleocanal está cubierta. De sus estructuras, estratificación cruzada de gran escala, se deduce que se trata de un río de baja sinuosidad, ya que no existe incisión de canales ni una tendencia secuencial decreciente.

- Nivel 9

Se trata de un depósito masivo, carente de ningún tipo de ordenación interna, formado por arenas y cantos, y con matriz arcillosa. Todas estas características lo definen como un depósito producido por una corriente densa.

- Nivel 11

Ni la base ni el techo de este paleocanal son visibles, por lo tanto no puede hacerse una correcta interpretación.

- Nivel 12

Está formado por arena gruesa y cantos con estrati
ficación cruzada de gran escala. Las láminas se diferen
cian por la mayor o menor presencia de cantos (Fig. 6),
pudiendo alcanzar hasta 7 cm. Esta diferencia granulomé
trica de las láminas ha sido descrito por SMITH (1962)
para las barras transversas del río Platte, y su origen
es explicado por la sucesiva avalancha de materiales de
diferentes tamaños relacionados con las formas de trans
porte sobre su superficie. En este caso no se trata de
barras transversas, sino de materiales atrapados en sur
cos (cut and fill), aunque el mecanismo de sedimentación
puede haber sido semejante. El afloramiento es pequeño,
y el paleocanal está erosionado por el suprayacente, sin
embargo las pocas observaciones realizadas indican un mo
delo de río de baja sinuosidad, del tipo de canales entre
cruzados.

- Nivel 13

El relleno de este paleocanal está constituido por
un set de arenas de tamaño medio con estratificación cru
zada de gran escala. No presenta ninguna dispersión en
la paleocorriente. Se trata por lo tanto de un depósito
que corresponde a un río de baja sinuosidad, sin señales
de entrecruzamiento de canales, por lo que se trata de
un paleocanal recto o un tramo recto.

- Nivel 14

Este paleocanal presenta una secuencia de relleno
de tipo decreciente desde el punto de vista textural y
de las estructuras sedimentarias: en la base arenas
gruesas con estratificación cruzada y al techo arenas fi

nas con estratificación cruzada de pequeña escala. Este tipo de secuencia puede ser atribuida a un point-bar que presenta una sección longitudinal con relación al arco del meandro (MOODY-STUART, 1966), por lo que no se ven superficies de acreción lateral. Pero por la ausencia de criterios geométricos, no se puede afirmar que se trate de un canal meandriforme sin poseer más datos al respecto de los paleocanales de esta serie.

- Nivel 16

Las areniscas de este pequeño paleocanal tienen una acusada deformación hidroplástica por fenómenos de escape de agua. Su relleno está exclusivamente formado por estratificación cruzada de gran escala. Se trata de un paleocanal de baja sinuosidad de características semejantes al nivel 13.

3.2.2.- Serie del Cerro Arenoso (Fig. 5)

Más del 53% del total de esta serie lo constituyen arenas y conglomerados.

- Nivel 1

Es un paleocanal del que no aflora su cicatriz basal, no obstante por la morfología del afloramiento es de suponer que esté muy próxima a las primera arenisca visibles hacia la base. En conjunto su relleno está formado por una secuencia decreciente desde estratificación cruzada de gran escala hasta laminación paralela (Foto 7) con escasos niveles de estratificación cruzada de pequeña esca-

la. El paso vertical de la estratificación cruzada de gran escala a la laminación paralela de baja energía es brusco. No hay criterios suficientes para atribuir este paleocanal a un modelo concreto.

- Nivel 7

Desafortunadamente no aflora la base de este nivel. Está formado por canales de mayor o menor espesor cuyas relaciones laterales no pueden ser seguidas en el afloramiento. A continuación describo sus facies:

- Depósitos de fondo de canal o de lag. Aparecen en la base de los canales principales y en la base de las estructuras de erosión y relleno (cut and fill). Su composición suele ser cantos blandos, a veces de gran tamaño, y cantos de cuarcita.
- Estructuras de erosión y relleno (cut and fill). Son de dos tipos, el primero las formadas exclusivamente por cantos con matriz de arena gruesa, sin ordenación de sus elementos, a modo de lentejones atrapados en los surcos de erosión. El segundo tipo lo constituyen los sets con granoselección lateral. La unidad f (Foto 8) constituye un buen ejemplo de esta facies, que también está presente en las unidades t_1 y h_1 . Estos sets tienen láminas algo tangenciales o paralelas al fondo de la cicatriz. La granoselección lateral se realiza de forma rápida (Fig. 6-a). Este tipo de facies ha sido observada por DOEGLAS (1962) en ríos de tipo braided, producidos al comienzo de un periodo de inundación por la presencia de canales cruzados con relación al flujo.

- Estratificación cruzada de gran escala de tipo planar. Esta facies se halla en las unidades t_2 , h_2 , i y j . Este tipo de estratificación está relacionado con la migración de dunas de crestas rectas. Sobre algunos de los sets quedan niveles de cantos depositados sobre los stoss side lamina de las dunas.
- Estratificación cruzada de gran escala de tipo surco. Las láminas de los sets están formadas por cantos y arenas (Fig. 6-b y c). A veces las láminas son muy gruesas, diferenciadas por la mayor o menor presencia de cantos. Como ya he comentado en el nivel 12 de la serie del Camino Agrícola, estos sets son depósitos de cut and fill. Los sets de gran escala en los que predominan las arenas estarán en principio relacionados con la migración de dunas; pero la gran proporción de estructuras de erosión y relleno de este nivel, parece indicar que la cicatriz de la base de estos sets no está genéticamente relacionada con la formación de las dunas (FRAZIER y OSANI C, 1961; HARMS y FAHNESTOCK, 1965).
- Arcillas y limos de decantación. Se encuentran en el nivel g, son facies de relleno de canal (Fig. 47).
- INTERPRETACION: Los canales que forman el relleno del nivel 7 de esta serie pueden presentar dos tipos de relleno: por una sola facies o por una asociación de facies. El primer caso está representado en los canales t_2, h_2, i, j y probablemente t , y el segundo caso en el resto. Los canales rellena-

dos por una asociación de facies manifiestan una gran cantidad de estructuras de erosión y relleno (cut and fill). No se conservan cosets de trenes de dunas, sino más bien sets aislados y a su vez relacionados con surcos de excavación. Los sets de granoselección lateral, producidos por entrecruzamiento de canales y flujo, han sido descritos por DOEGLAS (1962) en ríos actuales de tipo braided en zonas próximas a las áreas montañosas. En resumen esta asociación está formada por sedimentos muy gruesos asociados a la existencia de pequeños canales sobre el lecho y que indican un régimen de canales entrecruzados o braided, de pequeñas dimensiones pero por el que circulaba un flujo de gran intensidad. El nivel 7 en su conjunto manifiesta dos categorías de canales, unos rellenos por una facies y otros por una asociación de éstas y cuyo lecho era de tipo braided, y que serían los más importantes del sistema. Este hecho unido además a la dispersión de paleocorrientes, en abanico, entre los canales indica que se trata de un pequeño cono aluvial de características húmedas, semejante a la "Van Horn Sandstone" (McGOWEN y GROAT, 1971), en que ha sido construido casi exclusivamente por procesos fluviales.

- Nivel 8

La mayor parte de las unidades deposicionales dentro de este nivel son depósitos masivos de cantos de cuarcita, caliza y fragmentos de vertebrados, en una matriz de arcilla; alternando con arcillas masivas y niveles de carbonatos, de estratificación irregular y discontinua. Se trata

de depósitos de debris flow o mud flow alternando con niveles calcáreos de características palustres/lacustres que se describen más adelante en el texto.

- Nivel 9

Es un potente paleocanal que erosiona gran parte del nivel 8. El afloramiento de este nivel es una pared vertical, excavada por las obras del Acueducto Tajo-Segura, está algo cubierto y parece estar constituido enteramente por areniscas con estratificación cruzada de gran escala. No se distinguen bien los límites de los cosets por lo que no hago ninguna interpretación sobre su relleno.

3.2.3.- Serie de Villares del Saz 1 (Fig. 7)

Los materiales presentes en esta serie son más detríticos que los equivalentes a la misma unidad litoestratigráfica en otros sectores. El 89% de la composición total lo constituyen arenas gruesas con estructuras de tracción o masivas con matriz arcillosa y cantos dispersos.

- Niveles 6,8 y 10

Son del segundo tipo descrito, es decir, depósitos masivos arenosos, con matriz arcillosa; a veces con cantos. No manifiestan señales de estratificación y pueden atribuirse a coladas de fango (debris flow o mud flow).

- Nivel 7

Está formado íntegramente por estratificación cruzada de gran escala tipo surco, en arena gruesa y cantos. No hay dispersión de paleocorrientes. La enorme potencia

de este nivel arenoso contrasta con la homogeneidad de su relleno formado por una sola facies sin que existan cosets diferenciados en su interior. El afloramiento es pequeño, porque está limitado a una zona de extracción de arena, por lo que no se observa el desarrollo lateral de este nivel. Pueden interpretarse dos mecanismos de sedimentación diferentes según que las cicatrices asociadas a las bases de los sets esten genéticamente relacionadas con estos (FRAZIER y OSANIC, 1961; HARMS y FAHNES-TOCK, 1965) o no, en este último caso se trataría de depósitos de cut and fill. También existe la posibilidad de que este nivel no sea un paleocanal sino que forme parte de un abanico o cono aluvial; el tipo de depósitos a los que está asociado secuencialmente apoyan la segunda posibilidad. El hecho de que el depósito esté formado por dunas o por estructuras de erosión y relleno cambiaría completamente la interpretación sobre la morfología del lecho. Por el tamaño grosera de los materiales que rellenan estos surcos me inclino por un mecanismo de cut and fill sobre un lecho de canales entrecruzados o braided.

- Nivel 9

Presenta dos facies: estratificación cruzada de gran escala de tipo surco y laminación paralela de alta energía. Hay dos niveles de alteración y cementación que han borrado las estructuras primarias. El tramo a) tiene una dispersión de paleocorrientes de 60°, no obstante la ausencia de una tendencia secuencial lo definen como un río de baja sinuosidad.

3.2.4.- Serie de Villares del Saz 2 (Fig. 7)

Es semejante en sus facies a la serie de Villares del Sar 1; los niveles 2,3,4 y 5 son análogos a los 6, 8 y 10. En esta serie destaca el nivel 1 que corresponde a un paleocanal muy potente.

- Nivel 1

El relleno de este paleocanal está formado por cuatro facies diferentes: estratificación cruzada de gran escala de tipo surco, sets tabulares (Foto 9), estratificación cruzada de pequeña escala y laminación paralela de baja energía. El tipo de secuencia que presenta este paleocanal es semejante a las descritas para los point-bars de granulometría gruesa; por la posición secuencial de los sets tabulares, que son semejantes a los chute bar del río Amite (McGOWEN y GARNET, 1970; Fig. 59 de este texto). Sin embargo la unidad C se asemeja más bien al stoss side gravels de la parte proximal de la plataforma superior en el modelo descrito por BUCK (1971) en el río Endrick (Fig. 59 de este texto), en el que la corriente del bar head, de mayor energía que la pool arrastra el material más grueso sobre la superficie del point bar. Sin embargo, este nivel presenta al techo una unidad (d) que no se encuentra en estos modelos de granulometría gruesa mencionados, y que más bien recuerda la parte alta de la secuencia de un point-bar de granulometría fina depositados en altos estadios de flujo (Foto 10). La explicación de este hecho no puede realizarse a partir de las observaciones expuestas en la figura 7 y me limito a interpretar esta secuencia como un depósito de point-bar. El paleocanal tiene un gran desarrollo lateral y las barras de chute varían ligeramente de dirección al avanzar unas sobre otras. Localmente se apoyan sobre estratificación cruzada de pequeña escala que podrían corresponderse con el techo del bajo point-bar del modelo de McGOWEN y GROAT (o.c.).

3.2.5.- Serie de Villares del Saz 3 (Fig. 7)

Esta serie está muy cubierta y las areniscas de los niveles 4 y 6 están cementadas por sílice y carbonatos respectivamente. Solamente se observan bien las estructuras en el nivel 1 de esta serie.

- Nivel 1

Está constituido exclusivamente por estratificación cruzada de gran escala de tipo surco que puede ser atribuido a un río de baja sinuosidad con la misma discusión que la establecida en el nivel 7 de la Serie de Villares del Saz 1.

3.2.6.- Serie de Vellisca 2 (Fig. 8)

La unidad detrítica superior tiene una potencia de más de 280 m al N de Vellisca. Presenta más variaciones verticales de facies que en el resto de las columnas levantadas en Carrascosa del Campo y Zafra de Zánacara. Del total de las litologías solamente un 15% son areniscas. Sólo están presentes tres facies de relleno en estos paleocanales, la estratificación cruzada de gran escala tipo surco y planar y la estratificación cruzada de pequeña escala, en ocasiones afectadas por estructuras de escape de agua. Los paleocanales que corresponden a los niveles 12, 20 y 30 no están figurados por no distinguirse bien sus facies. Descripción de las facies:

- Estratificación cruzada de gran escala. En arena de tamaño medio y fino; la potencia de los sets oscila entre 8 y 40 cm, pero la más frecuente oscila entre 20 y 30 cm. Puede aparecer sola o con

estratificación cruzada de pequeña escala, situándose esta última al techo de las secuencias.

- Estratificación cruzada de pequeña escala. En bed set inclinados o paralelos a la base, la potencia de cada coset de ripples o bed oscila entre 30 y 40 cm. En arena de tamaño medio y fino.
- Estructuras de escape de agua. Ocupan cualquier posición dentro de las secuencias de relleno y aparecen en cualquiera de las dos facies descritas. Pueden afectar a un solo coset o a varios y están presentes los tres tipos: deformación hidrolástica, licuefacción y fluidificación (LOWE, 1975).
- INTERPRETACION: Dejando aparte los niveles 30 y 34 existen tres tipos de relleno, formados por:
 - a) Un solo coset de estratificación cruzada de gran escala.
 - b) Un bed set de estratificación cruzada de pequeña escala.
 - c) Una secuencia decreciente formada por estratificación cruzada de gran escala en la base (Foto 15) y bed sets de estratificación cruzada de pequeña escala al techo (Foto 16).
 - a) Son de este tipo los niveles 18,38 y 42. En ellos se puede observar en planta la concavidad aguas abajo de las láminas de los sets (spoon shaped). Presentan una dirección de paleocorriente constante sin ninguna dispersión. Pueden ser atribuidos a tramos rectos de canales probablemente rellenos en una sola etapa.

b) Pertenecen a este tipo los niveles 10,28 y 40.

La geometría horizontal de los cosets superpuestos se debe a que cada uno de ellos es una etapa de backfilling del paleocanal. Esta geometría de backfilling es típica de los canales rectos (SCHUMM, 1968, 1970).

c) Tienen estas secuencias los niveles 2,22 y 36.

Estas secuencias únicas de relleno, decrecientes, a veces con signos de acreción lateral, pueden ser atribuidas a point-bar. El que se observe o no la acreción lateral depende de si la dirección del afloramiento era perpendicular o paralela a las líneas de flujo (MOODY-STUART, 1966).

- Nivel 30

Está muy afectado por estructuras de escape de agua. A pesar de esto todavía se observan ripples que no han sido licuefactados, y se puede afirmar que las estructuras primarias eran cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. La geometría de los cosets de los dos tercios inferiores del relleno es algo irregular, y está afectada por deformación hidroplástica (Fotos 11 y 12). Es probable que el backfilling se haya realizado, sepultando las unidades depositadas en etapas anteriores, después de una ligera erosión producida por un encajamiento de canales. Un proceso de este tipo puede dar lugar a una configuración braided (ver la Fig. 66), en cuyo caso las islas tendrán muy poco relieve y estarán formadas por estratificación cruzada de pequeña escala. Los cosets del tercio superior son iguales a los descritos en el tipo b).

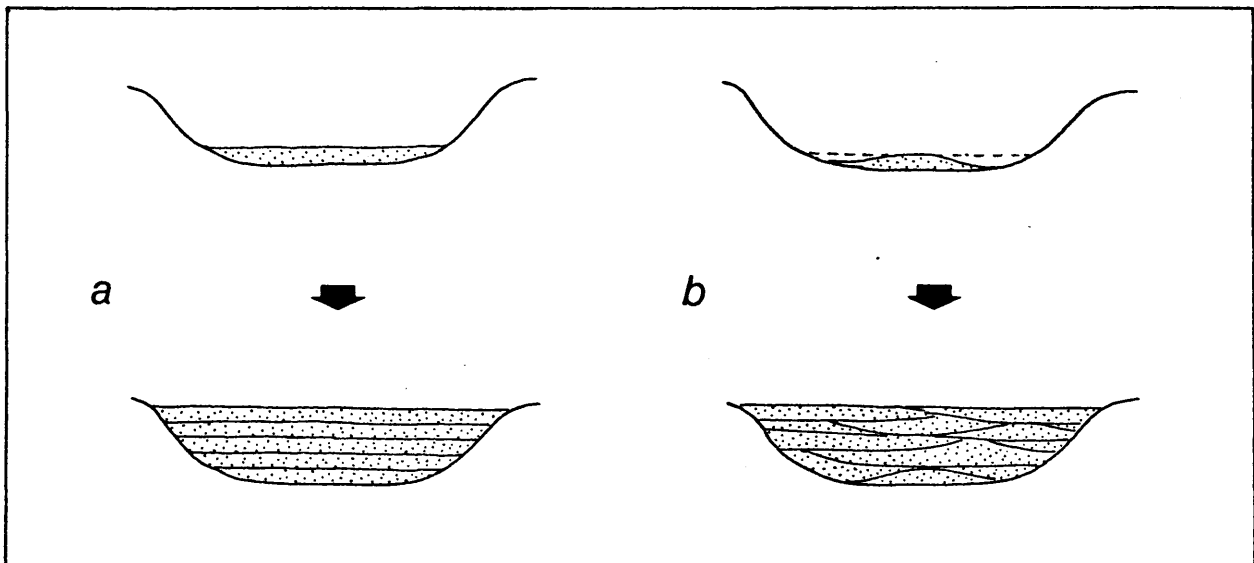


FIGURA 66. Relleno de un paleocanal: a) en etapas sucesivas sin encajamiento de canales. b) con encajamiento de canales y tendencia a un modelo de canales entrecruzados.

- Nivel 34 (Fotos 13 y 14)

También está afectado por estructuras de escape de agua. Los sets planares de gran escala b y c, situados en la mitad superior, no son tales sets; las aparentes láminas vistas en detalle permiten identificar algún set de estratificación cruzada de pequeña escala que no fue licuefactado. A pesar de la deformación, en los cosets de la mitad inferior puede observarse una tendencia a la acreción lateral. El canal encajado sobre a y b tuvo que haber dejado al menos en su margen derecha (mirando la figura 8) una superficie emergida. La unidad d se depositó con una ligera acreción lateral, los ripples que forman esta estratificación cruzada son ligeramente ascendentes y se dirigen al techo de b a la vez que se acuñan; por lo tanto es probable que b constituyera una isla o barra lateral sobre la que se depositaron c y d con un flujo helicoidal. Es probable que se trate de un modelo de río con barras laterales, que explicarían la gran dispersión de paleocorrientes, sin que haya llegado a ser meandriforme.

3.2.7.- Series de la Fuente de la Lobera, Loranca del Campo y Fuente Leona (Figs. 11 y 12)

Este análisis de facies se ha efectuado a partir de tres columnas parciales que aparecen correlacionadas en la figura 37. La potencia total de esta unidad en este sector, a partir de la suma de las potencias parciales mencionadas, es de 206 m con un 10% de areniscas. Descripción de las facies:

- Depósitos de fondo de canal. Aunque no son visibles todas las cicatrices basales de los paleocanales, no se han visto depósitos de fondo de canal mas que en el nivel 11 en la columna de Loranca del Campo. En este paleocanal esta facies tiene mas de 10 cm de potencia, y está formada por cantos blandos y fragmentos de travertinos en una matriz de arena gruesa. En este mismo paleocanal también existen depósitos de fondo de canal en la base de algunos cosets.
- Estratificación cruzada de gran escala de surco. En arena de tamaño medio con potencia de sets comprendidas entre 8 y 50 cm, siendo los valores medios de 20 y 30 cm. Esta facies aparece casi siempre relacionada con la de estratificación cruzada de pequeña escala, bien formando una frecuencia simple de tipo decreciente o una secuencia algo mas compleja, como la que presenta el paleocanal del nivel 14 de la columna de Fuente de la Lobera.
- Estratificación cruzada de pequeña escala:
 - a) En cosets rellenoando cicatrices irregulares que llegan a erosionar los subyacentes.
 - b) En bed sets, con superficies de estratificación

inclinadas (Fotos 17 y 19). Esta facies generalmente sucede en sentido vertical a estratificación cruzada de gran escala.

- Laminación paralela. Solo está presente en el nivel 8 de la columna de la Fuente de la Lobera, con una potencia de 60 cm y sobre estratificación cruzada de pequeña escala. Esta posición secuencial la define como la forma de baja energía.
- Set tabular. Existe en el paleocanal correspondiente al nivel 11 de la columna de Fuente Leona (Foto 22). Este set tiene una potencia de 3,70 m, en arena de tamaño medio a grueso. Tiene una considerable extensión lateral y en su interior existen superficies de reactivación.
- Estructuras de escape de agua. Existen tres tipos: deformación hidroplástica (Foto 20), fluidificación y licuefacción. Estas estructuras pueden estar presentes en un único coset o bed set de un paleocanal, o afectar a todo el relleno. El paleocanal al que corresponde el nivel 22 de la columna de Loranca del Campo, presenta un ejemplo espectacular de deformación hidroplástica. En este paleocanal, la deformación hidroplástica está en parte relacionada con la presencia de canales de fluidificación, a través de los cuales la inyección de arena hacia arriba ha provocado la deformación de los cosets de estratificación cruzada de pequeña escala.
- INTERPRETACION: Existe una asociación frecuente de facies formando una secuencia decreciente. Está presente en los paleocanales de los niveles 6, 10, 14 y 16 de la columna de la Fuente de la Lobera. Estas facies son la estratificación cruzada

de gran escala en la base y la de pequeña escala sobre la anterior. Estas secuencias en las que las superficies inclinadas, que separan los cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, son superficies de acreción lateral, son depósitos de point-bar. El nivel 8 de la columna de la Fuente de la Lobera, también presenta una secuencia de tipo decreciente con estratificación cruzada de pequeña escala hacia la base, seguida hacia el techo por laminación paralela de baja energía. Esta secuencia también podría corresponder a un depósito de point-bar, pero la unidad inferior, constituida por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, está semicubierta y para realizar una interpretación correcta, sería necesario conocer bien la secuencia de relleno de este nivel.

El paleocanal del nivel 18 de la columna de Loranca del Campo y el nivel 9 (Foto 21) de la columna de Fuente Leona, están rellenos exclusivamente por bed sets de estratificación cruzada de pequeña escala. Ambos paleocanales también corresponden a depósitos de point-bar. El primero es una sección longitudinal al arco del meandro, con una disposición de las capas inclinadas y convexas respectivamente.

En los paleocanales de los niveles 10 y 22 de la columna de Loranca del Campo, los cosets de estratificación cruzada de pequeña escala no forman bed sets, sino que presentan una geometría irregular por el encajamiento de las cicatrices basales de los cosets (Fig. 66). El proceso de relleno de estos paleocanales no ha sido continuo y ha tenido etapas de ligero encajamiento de canales.

El paleocanal del nivel 12 de la Serie de Loranca del Campo está relleno por dos facies: estratificación cruzada de pequeña y gran escala (Foto 18). No muestra una tendencia secuencial ni superficies de acreción lateral y no puede ser atribuido a depósitos de point-bar como el resto de los paleocanales descritos de la misma serie. Los co-sets de estratificación cruzada de pequeña escala están formados por ripples ascendentes. Estos co-sets podrían estar relacionados con stoss side de barras, sin embargo, en el mas alto de estos co-sets, en sentido secuencial, los ripples se apoyan concordantemente sobre una cicatriz de un canal excavado en sentido mas o menos transversal a la dirección general de la paleocorriente. Posteriormente el flujo recupera su antigua dirección y se produce el relleno, ahora transversal al canal. Probablemente en algunas de las etapas de relleno de este canal, ha tenido una configuración de tipo de canales entrecruzados o braided.

El paleocanal que corresponde al nivel 10 en la columna de Fuente Leona, está relleno por estratificación cruzada de gran escala, sin que existan cicatrices que diferencien co-sets. La paleocorriente es constante y se trata por lo tanto de un modelo de canal recto.

El paleocanal o nivel 11 de la columna de Fuente Leona es difícil de observar por tratarse de una pared vertical y porque las facies, a veces, no son claras. Su relleno lo forman las siguientes facies: depósitos de lag, estratificación cruzada de pequeña y gran escala y sets tabulares, a veces erosionados hacia la base y que probablemente es

tán relacionados con barras. La aparición hacia la base de todos los diferentes tipos de facies, y las relaciones erosionales existentes entre ellas, reflejan la existencia de canales de diferente intensidad de flujo, típica del modelo braided (WILLIAMS y RUST, 1969 y RUST, 1971). Los grandes sets tabulares aislados y al techo de las secuencias de relleno, en los ríos actuales, son producidos por corrientes longitudinales sobre barras laterales o point-bars (HARMS y FAHNESTOCK, 1965; MCGOWEN y GARNET, 1975 y JACKSON, 1976-a y b), pero en este caso no es semejante a los modelos actuales descritos, por la ausencia de una secuencia creciente o coarsening upward bien definida y porque llega a taponar completamente el canal, indicando que no existía una corriente de pool en su parte más profunda. En resumen, la base del relleno es posible que haya tenido en algún momento una configuración braided, y el gran set tabular del techo (foto 22) con superficies de reactivación indica un flujo oblicuo sobre un accidente topográfico del fondo que no era un point-bar, pero si puede haber sido una barra lateral, no en sentido genético, pero si morfológico, producida por la erosión sobre los depósitos del canal.

3.2.8.- Serie de Carrascosa del Campo 1 (Fig. 13)

Esta columna tiene la máxima potencia que presenta la unidad detrítica superior en todo el área de estudio. En sentido vertical presenta más variaciones de facies que las columnas realizadas para la misma unidad en la zona de Zafra de Záncara: areniscas, limos, arcillas, mar

gas, calizas y arcillas con cristales de yesos. Pero la litología predominante son como siempre las arcillas, las areniscas constituyen el 12% de la potencia total, y se reparten en 26 paleocanales, la mayor parte de ellos afectados por estructuras de escape de agua; 13 de estos paleocanales no se pueden describir por presentar licuefacción total o casi total. Descripción de las facies:

- Depósitos de fondo de canal o de lag. Son muy escasos. En los canales figurados solamente se encuentran en el nivel 44 formado por cantos blandos.
- Estratificación cruzada de gran escala. En arenas de tamaño medio a grueso. La potencia de los sets está generalmente comprendida entre 10 y 30 cm. No aparece nunca aislada sino relacionada secuencialmente con estratificación cruzada de pequeña escala y siempre, la base de los sets se inclina en sentido contrario al de la dirección de paleocorriente de las dunas que los formaron. Puede ser de surco o planar, como puede verse en los paleocanales figurados (Fig. 13).
- Estratificación cruzada de pequeña escala. En arenas medias, finas y limos. Se presenta rellenando paleocanales en un único coset o bien en bed sets horizontales (Foto 23), inclinados o convexos (Foto 24), y a veces depositados discordantemente sobre otro bed set infrayacente. Los bed sets pueden a su vez existir solos o relacionados secuencialmente con estratificación cruzada de gran escala
- Estructuras de escape de agua. Constituyen el aspecto mas sobresaliente en los paleocanales que pertenecen a esta columna estratigráfica. Afectan

por lo menos a 18 de estos paleocanales y a mas de la mitad de forma total por licuefacción, sin que quede el menor rastro de las estructuras primarias. A veces afecta solamente a un coset o bed set dentro de un paleocanal, que puede estar situado hacia la base o hacia el techo de la secuencia de relleno. En esta columna, la tendencia general es hacia la licuefacción total, y cuando afecta parcialmente a un paleocanal, no existe una pauta. Los paleocanales totalmente licuefactados no solamente han perdido las estructuras primarias, sino además las cicatrices internas.

- INTERPRETACION: Paleocanales rellenos por estratificación cruzada de pequeña escala. Son los niveles 21, 25, 27 y 65. Están todos ellos formados por bed sets inclinados, convexos u horizontales. Cuando los bed sets están inclinados, las superficies que separan los bed o cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, son superficies de acreción lateral. Los ripples que forman estos cosets son ascendentes, en sentido contrario a la inclinación de los planos de separación entre los cosets. La atribución a depósitos de point-bars de estos paleocanales, es inmediata una vez vistas las características anteriormente expuestas. El nivel 21, sin embargo, presenta las superficies que separan los beds horizontales, aunque dentro de ellos los ripples son ascendentes. El relleno de este paleocanal aislado del conjunto, podría atribuirse a sucesivas etapas verticales de back filling, pero por estar relacionado verticalmente con point-bars, formados exclusivamente por estratificación cruzada de pequeña escala, podría tratarse de uno de estos point-bars en una sección

transversal al arco del meandro, razón por la que no manifestaría las superficies de acreción inclinadas (MOODY-STUART, 1966).

- Paleocanales rellenos por una secuencia decreciente. Esta secuencia está formada de muro a techo, por estratificación cruzada de gran escala de surco o planar y por bed sets de estratificación cruzada de pequeña escala. Pueden presentar superficies de acreción lateral, claramente manifestadas en los bed sets de estratificación cruzada, aunque a veces las superficies que separan los beds son horizontales. Al igual que los canales discutidos en el párrafo anterior, éstos también son depósitos de point-bar sólo que más típicos, porque presentan secuencias decrecientes. El nivel 44 muestra un paso vertical de bed sets inclinados a otros horizontales; este hecho puede deberse a la migración aguas abajo del arco del meandro.

El nivel 16 es semejante a la asociación de facies anteriormente expuesta. Tienen en conjunto, una secuencia decreciente, aunque entre los cosets de estratificación cruzada de pequeña escala hay sets de gran escala aislados. Probablemente se trate de otro depósito de point-bar visto en corte transversal, donde los sets de gran escala representan momentos de mayor intensidad del flujo helicoidal.

3.2.9.- Serie de La Serrezuela (Fig. 15).

En esta columna solo hay 5 niveles de areniscas, que corresponden a otros tantos paleocanales; ninguno de ellos puede ser descrito con detalle por estar en gran parte afectados por estructuras de escape de agua. Los niveles 2 y 4 están prácticamente licuefactados, pero quedan restos de estratificación cruzada de pequeña escala. El nivel 10 no conserva ningún resto de estructuras primarias, pero si las superficies de acreción lateral. El nivel 36 es el único cuya observación es completa; es un pequeño paleocanal con estratificación cruzada de pequeña escala, probablemente de baja sinuosidad. Los niveles 2 y 4 seguramente son semejantes a este último.

3.2.10.- Serie de Zafra de Zánacara 1 (Fig. 17)

En conjunto, tiene 72% de arcillas y 28% de areniscas repartidas en un total de 23 paleocanales. Se figuran 10 de estos paleocanales; el resto están cubiertos, niveles 1, 9 y 11; nueve están afectados por estructuras de escape de agua que no permiten la descripción de las facies, y el resto de los paleocanales son muy semejantes a los descritos gráficamente. Descripción de las facies:

- Depósitos de fondo de canal. Sólo se han visto en la base del nivel 17, formado por cantos de cuarcita, caliza y cantos blandos. También existen en la base de algún coset; por ejemplo en el nivel 33, formado por cantos de cuarcita.

- Estratificación cruzada de gran escala de surco. En arena de tamaño medio. La potencia de los sets oscila entre los 8 y 40 cm. Esta facies puede encontrarse como único relleno de algún paleocanal (Foto 25) o bien relacionada en sentido vertical o lateral, con bed sets de estratificación cruzada de pequeña escala. La relación con los bed sets de estratificación cruzada de pequeña escala, puede ser por paso lateral entre las facies o bien pueden estar separados por una cicatriz.
- Estratificación cruzada de pequeña escala. Aparece formando bed sets horizontales o inclinados, rara vez en la base de las secuencias de relleno con estructuras de mayor energía por encima. La potencia de las capas o beds oscila entre 10 y 50 cm.
- Laminación paralela: Es muy escasa; solo está presente hacia la base del nivel 5, relacionada secuencialmente con estratificación cruzada de pequeña escala, por lo que seguramente es la forma de fondo plano sin movimiento de sedimentos.
- Sets tabulares. En el nivel 31 existe un set tabular de 3 m de potencia con superficies de reactivación y sobre estratificación cruzada de gran escala (Foto 26).
- Estructuras de escape de agua (Fotos 27 y 28). Afectan a 12 de los paleocanales, a algunos de forma total y a otros solo parcialmente. Pueden presentarse en un solo coset aisladamente, como sucede en el nivel 33, aunque lo más frecuente es que afecten al total del depósito.

- INTERPRETACION: Paleocanales rellenos por un solo tipo de facies; son los niveles 13,23,29,31 y 40. Estas facies pueden ser estratificación cruzada de gran escala tipo surco, niveles 13,23 y 40, o bed sets de estratificación cruzada de pequeña escala y dispuestos horizontalmente.

La estratificación cruzada de gran escala se presenta en un solo coset en los paleocanales 13,31 y 40, por lo que representan un único episodio de relleno de canales rectos. El nivel 23 muestra dos cosets bien diferenciados, separados por una cicatriz horizontal. La sedimentación del coset superior fue posterior a la deformación del infrayacente por estructuras de escape de agua, porque la cicatriz de su base erosiona gran parte de estas estructuras de deformación (Foto 28);posteriormente tanto la cicatriz como el coset superior son también deformados (Foto 29).

Cuando el relleno está constituido por capas horizontales de estratificación cruzada de pequeña escala, cada una de estas capas puede corresponder a una etapa de backfilling de un canal de baja sinuosidad (SCHUMM, 1968).

En todos estos casos, por la disposición horizontal de los cosets, ausencia de secuencias crecientes o decrecientes, superficies de acreción lateral, y de cicatrices que individualicen canales relacionados con el mismo lecho, todos estos paleocanales corresponden a tramos rectos. Las medidas de las paleocorrientes en los niveles 13 y 31 no ofrecen ninguna dispersión por lo que apoyan el análisis anterior. Ahora bien el afloramiento del nivel 29, en una sección perpendicular, quizás podria presentar superficies de acreción laterales.

Paleocanales con mas de una facies. Se describen separadamente y de base a techo de la serie estratigráfica.

- Nivel 5

En conjunto, su relleno representa una secuencia de creciente salvo los cosets basales de estratificación cruzada de pequeña escala y laminación paralela, cuya presencia constituye un hecho aparentemente anómalo. Todo el tramo C presenta las suficientes características para ser atribuido a un depósito de point-bar; está formado por una secuencia decreciente, casi tan potente como el paleo canal, el paso, lateral y vertical continuo entre las estructuras sedimentarias e incluso la gran dispersión de paleocorrientes en la base. El bed set que se apoya erosivamente al techo, formaría parte del mismo point bar y se depositó después de una modificación en la geometría del arco del meandro; y presenta una sección mas paralela a la corriente helicoidal que dejo el depósito, por lo que las superficies de acreción lateral están presentes. Los niveles de la base podrían corresponder a otras formas que migraban sobre el lecho, y que fueron cubiertas por la migración del meandro en un proceso continuo; o bien a una primera etapa de relleno por backfilling separada en el tiempo, durante el cual el río pudo cambiar de configuración (metamorfosis). No hay suficientes datos para que pueda ser elegida alguna de estas dos alternativas.

- Nivel 17

Presenta una problemática semejante a la del paleo canal discutido en el párrafo anterior. En la base hay cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, de geometría horizontal, cubiertos por estructuras de mayor

energía. Los cosets de la base están bien diferenciados por la presencia de superficies de estratificación con depósitos de lag con cantos blandos, de caliza y de cuarza. No existen señales de acreción lateral, y los tramos a, b y c podrían ser sucesivas etapas de backfilling, dentro de las cuales el tramo b solo representaría una mayor energía en la corriente que formó el depósito.

- Nivel 21

Destaca en este paleocanal la presencia de un set tabular de 3 m de potencia (Foto 26). Este set está producido por una corriente transversa a la dirección del canal que está relleno. Este fenómeno ha sido observado sobre todo en ríos meandriformes (McGOWEN y GARNER, 1975 y JACKSON, 1976) o en ríos con barras laterales (HARMS y FAHNESTOCK, 1965) cuando la corriente atraviesa longitudinalmente un point-bar o barra lateral, y el material que transporta cae gravitacionalmente a favor de la topografía presente aguas abajo. Los sets de estratificación cruzada de gran escala sobre los que se apoya el gran set tabular, son ligeramente ascendentes, es decir que se apoyan sobre cicatrices inclinadas en sentido opuesto al de la paleocorriente. Este hecho es frecuente en las barras laterales, en sentido amplio. La presencia casi hasta el techo de estratificación cruzada de gran escala excluye la posibilidad de que se trate de un point bar, pero si es probable que se trate de una barra lateral.

- Nivel 33 (Foto 29)

Está formado por cosets de estratificación cruzada de gran escala y bed sets de estratificación cruzada de pequeña escala. Se distinguen cuatro etapas de relleno

bien definidas por cicatrices y existe una gran dispersión de paleocorrientes en sentido lateral y vertical. El bed set que se apoya erosivamente sobre el primer co set hacia la base, de estratificación cruzada de gran escala (a), tiene una paleocorriente oblicua a éste y superficies de acreción inclinadas. Probablemente este bed set ha sido depositado por un flujo helicoidal en un canal sinuoso. Encima un coset con un cambio lateral de facies desde estratificación cruzada de gran escala a cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, que están algo inclinados al S y que manifiestan una disminución en la energía del flujo hacia el N, y un relieve sobre el lecho en este sentido. Los cosets de estratificación cruzada de pequeña escala de los tramos a y b tienen en común las superficies de acreción inclinadas, por lo tanto ambos forman parte de barras, seguramente laterales. La atribución a barras laterales se debe a que manifiestan grandes analogías con los point-bars de estas mismas secuencias; pero los point-bars son tan potentes como el canal (MOODY-STUART, 1966). Los cosets del tramo b (Fotos 30 y 31) se encuentran curvados y algo inclinados hacia el S, esta geometría convexa y la gran extensión de este bed set sobre el resto parecen la parte alta de una secuencia de point-bar, para ello tendría que haber aumentado la sinuosidad del canal. La dispersión de paleocorrientes existente en toda secuencia de relleno estaría condicionada por la migración de barras laterales y la existencia de un canal sinuoso entre ellas.

- Nivel 34

Este paleocanal tiene una sola secuencia de relleno de carácter decreciente, y superficies de acreción lateral en el bed set de estratificación cruzada de pequeña escala. Por estas características es claramente un point bar.

3.2.11.- Serie de Zafra de Záncara 2 (Fig. 18)

Esta columna está constituida por 77% de arcillas y 23% de areniscas que rellenan un total de 27 paleocanales. En la figura 18 se representan solo 12 paleocanales, del resto, 8 están parcialmente cubiertos y 3 totalmente afectados por estructuras de escape de agua, y los demás se incluyen solamente en el análisis de facies porque son semejantes a las representados gráficamente. Descripción de las facies:

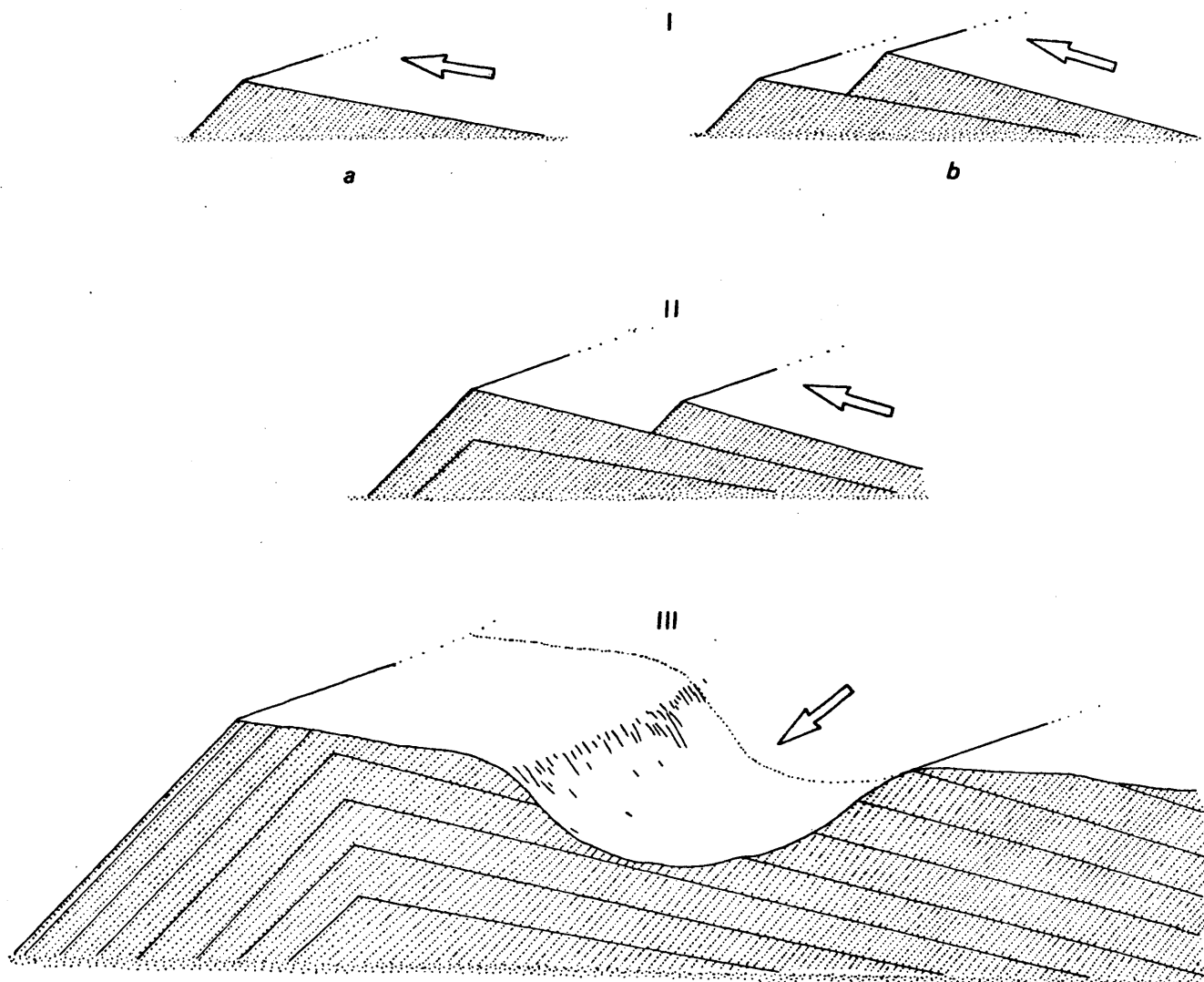
- Depósitos de fondo de canal. Aunque se encuentran, son poco frecuentes en las cicatrices de base de los paleocanales. También están presentes en las cicatrices asociadas a las bases de los cosets. Están formados por cantos de cuarcita, jacintos de compostela, caliza, arenisca y arcilla. En el paleocanal correspondiente al nivel 30 hay además fragmentos de placas de cocodrilos.
- Estratificación cruzada de gran escala de surco. En arenas de tamaño grueso y medio, a veces, con cantos blandos. La potencia de los sets suele estar comprendida entre 20 y 30 cm. En sentido ver-

tical puede pasar a estratificación cruzada de pequeña escala. Esta facies no ocupa un lugar determinado en las secuencias de relleno de los paleocanales, pudiendo aparecer tanto hacia la base como hacia el techo. Solamente en un caso, el nivel 12, constituyó el relleno exclusivo de un paleocanal.

- Estratificación cruzada de gran escala planar. En arenas de tamaño grueso, medio y fino, la potencia de los sets está comprendida entre 8 y 30 cm, siendo esta última la mas frecuente. Los cosets están separados por cicatrices de erosión relativamente planas (Fig. 18, niveles 4 y 32). Puede estar formada por sets ascendentes, pero en este caso componen barras transversas.
- Estratificación cruzada de pequeña escala. En arena fina. Aparece en cosets individuales, aislados entre otros tipos de facies o bien constituyendo bed sets horizontales o inclinados. La potencia de las capas oscila entre 5 y 50 cm. Al igual que la estratificación cruzada de gran escala, los cosets no ocupan un lugar determinado en las secuencias de relleno. A veces, es el único tipo de estructura presente, niveles 10, 18, 41. Verticalmente puede estar relacionada con laminación paralela.
- Laminación paralela. En arena fina. Es relativamente poco frecuente. En dos ocasiones, niveles 8 y 39, está asociada a estratificación cruzada de pequeña escala, razón por la que la interpretamos como una forma de baja energía, relacionada con el fondo plano sin movimiento de sedimentos (Fig. 3). En el nivel 51 esta forma se presenta en are-

na media y la atribuimos al fondo plano con movimiento de sedimento por estar situada en la base de la estratificación cruzada de gran escala.

- Barras transversas (Fotos 32 y 33). Están formadas por estratificación cruzada de gran escala planar de dunas ascendentes (Foto 33), que en sentido de su paleocorriente se resuelve en un set tabular formado por láminas de avalanchas producidas por la migración de las dunas. Dentro de estos sets tabulares existen superficies de reactivación. A veces, están erosionadas por pequeños canales (Foto 32). Estas características las definen como semejantes en su génesis a las barras transversas descritas por SMITH (1971 y 1972) y ORE (1963). Su modo de crecimiento se explica en la figura 67. Esta facies aparece en los niveles 4, 32, 33 y 51. Los pequeños canales oblicuos que existen en su techo, ver niveles 32 y 51, podrían ser semejantes a los que seccionan las barras transversas en los ríos braided y que han sido descrito por SMITH (1971 y 1972) y ORE (1963). Los tramos b, c y d del nivel 4 podrían ser restos incompletos de la migración de barras de este tipo, en las que la estratificación cruzada de pequeña escala representan las formas que migran sobre el stoss side de las barras, y los sets de gran escala caras de avalancha.
- Set tabular. Se trata solamente de un set tabular aislado, que tiene 3 m de potencia y que se encuentra en el nivel 35 (Fotos 34 y 35). Este set presenta la peculiaridad de tener dirección de paleocorriente contraria a la de todos los niveles que se relacionan con él, en sentido vertical y en el



I, a, Sedimentación del núcleo de la barra. I, b, Comienza la migración de dunas sobre el stoss side de la duna inicial.

II, El frente de la barra avanza. Las láminas de avalancha van aumentando en longitud.

III, La barra es erosionada por un canal de dirección transversal a la de su crecimiento.

➡ Dirección y sentido de la corriente.

FIGURA 67

sentido de su paleocorriente, hacia el W, pasa a estratificación cruzada de gran escala también con paleocorriente al W.

- Estructuras de escape de agua. Afectan a un total de 9 paleocanales, en algunos de ellos han borrado completamente las estructuras primarias. El tipo mas frecuente es la licuefacción, pero también están presentes la deformación hidroplástica y la fluidificación en canales. En algunos casos no se conservan mas que las cicatrices (nivel 49). La deformación hidroplástica puede afectar a las láminas de los sets, nivel 6, o bien haber deformado completamente un bed set. El relleno del paleo canal correspondiente al nivel 39 está afectado por los tres tipos de estructuras de escape de agua.
- INTERPRETACION: Existen dos tipos de relleno en estos paleocanales, los que presentan variaciones verticales y laterales de estructuras sedimentarias, y otros mas simples con un solo tipo de facies. Pero este hecho no proporciona un criterio de clasificación, como se verá más adelante. Aunque se ha establecido una descripción de facies para todos los paleocanales de esta columna, la interpretación del modelo fluvial casi debe realizarse individualmente para cada uno de ellos.

Paleocanales que presentan un solo tipo de facies. Son los correspondientes a los niveles 10,14,37, 42 y 49; pero entre sí presentan diferencias. Existen tres tipos diferentes de relleno: a) por un solo coset de estratificación cruzada de gran

escala, b) por un solo coset de estratificación cruzada de pequeña escala y c) por bed sets inclinados y con estratificación cruzada de pequeña escala. En los casos a y b el relleno se ha realizado en un solo episodio, ya que no presentan cicatrices internas, probablemente se trate de canales efímeros. La ausencia de cicatrices internas y de criterios de acreción lateral los define además como tramos rectos de ríos. Cuando el relleno está constituido por bed sets inclinados (c), las superficies de separación de cada bed equivalen a superficies de acreción lateral. Esta geometría es típica de los point-bars (MOODY-STUART, 1966).

Paleocanales que presentan más de una facies. Se describen a continuación independientemente, de muro a techo:

- Nivel 4

Presenta en primer lugar una barra transversa; encima estratificación cruzada de gran escala planar de dunas ascendentes, y que podría ser resto de depósito aguas arriba de otra barra transversa, y por último hasta el techo está relleno por sets planares producidos por la migración de dunas con crestas rectas. Tanto las dunas transversas como las barras son formas frecuentes en los ríos braided. Aunque la sucesión vertical no presenta canales diferenciados sino cicatrices mas bien planas, por lo que no está presente el fenómeno de encajamiento de canales típica de los ríos braided, pero existen restos de formas frecuentes en ríos con esa configuración del lecho. Probablemente la falta de encajamiento de canales se deba a la tendencia a un relleno rápido del paleocanal.

- Nivel 6

No existe tampoco en este nivel una secuencia de relleno de tendencia creciente o decreciente. Los niveles b,c y d podrian estar relacionados con la migración de barras. Las facies superiores del relleno presentan una fuerte deformación por escape de agua, a pesar de esto puede apreciarse que d y e son grandes sets de hasta 2 m de altura, con gran continuidad lateral, probablemente relacionados con caras de avalancha de barras. El tramo d está erosionado por un pequeño canal que podría equivaler a los canales transversales que erosionan las barras transversales en los rios braided (ORE, 1963; SMITH,1971). Este paleocanal, con restos de barras que no son laterales y con algunas señales de incisión de canales muestra un tipo braided o de canales entrecruzados.

- Nivel 28

Este nivel está muy afectado por estructuras de escape de agua. En gran parte está formado por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala desde la base. En la mitad inferior existen cicatrices con una importante incisión, pero no hay señales de exposición en islas, ni de canales jerarquizados, pero si una tendencia a una configuración braided, con encajamiento de canales. El tipo de relleno de este paleocanal estaría por lo tanto comprendido entre un modelo de canal de baja sinuosidad en el que parte del material del lecho puede haber estado o no formando islas en alguna ocasión. Los cosets horizontales del tercio superior podrían corresponder a sucesivas etapas de backfilling en un régimen de flujo bajo o a un cambio en el modelo del río, pero no hay pruebas de ello.

- Nivel 30

Tiene elementos comunes con los niveles 4 y 6, como son la estratificación cruzada planar y las barras transversas. El relleno de la mitad inferior del paleocanal está formado por cosets de estratificación cruzada de gran escala de tipo planar separados por depósitos de lag que pueden ser etapas de un relleno rápido sin encajamientos. En la mitad superior se encuentran barras transversas erosionadas por canales transversales (Foto 32). ambos aspectos típicos de los ríos braided como ya se ha mencionado en párrafos anteriores. Los cosets planares de estratificación cruzada de pequeña escala, situados al techo de la secuencia de relleno corresponderían a sucesivas etapas de backfilling, igual que se ha interpretado para el nivel 28.

- Nivel 33

En la base del relleno del paleocanal existe un set aislado, de 1,50 m de potencia con relación a los sets de estratificación cruzada de gran escala que lo rodean, lo definen como un resto de una barra, de las que estamos viendo las láminas de avalancha de su frente. Las barras pueden aparecer como formas aisladas debido a que su longitud de onda puede ser muy grande, y entre ellas pueden migrar formas de escala mas pequeña. En conjunto la secuencia de relleno es decreciente, y los tramos c y d podrían ser atribuidos a una secuencia de point-bar, en una sección transversa al lóbulo del meandro por lo que no se identificarían las superficies de acreción lateral. La existencia de ambos tipos de formas sobre el lecho, point-bars y otros tipos de barras, han sido ya descritas por SUNDBORG (1956) en el río Klavälven, aunque ambas formas se dan en puntos diferentes. Si en efecto se trata de una secuencia de point-bar, el lóbulo del mean

dro ha tenido que sufrir una migración horizontal para cubrir la barra, pero no existen pruebas y puede tratarse de un río de baja sinuosidad semejante al descrito anteriormente.

- Nivel 35

El hecho mas sobresaliente es la potencia de un enorme set tabular de 3 m de potencia y con sentido de paleocorriente diferente al de los cosets situados alrededor. Al frente de este set existe estratificación cruzada de gran escala de surco, con su mismo sentido de paleocorriente. El set se apoya sobre estratificación cruzada de pequeña escala de ripples ascendentes, que componían alguna forma de relieve importante sobre el lecho, una barra en sentido amplio, que fue cruzada por una corriente de sentido opuesto. Esta corriente oblicua depositó, a favor de su topografía un gran set de láminas de avalancha. Este fenómeno se ha descrito repetidamente en ríos meandriiformes o con barras laterales, serían las chute bars de MCGOWEN y GARNET (1975), los sets tabulares de HARMS y FAHNESTOCK (1-65) y los scroll bars de JACKSON (1976), pero en todos estos casos los grandes sets de avalancha se sitúan al techo de la secuencia y a lo sumo son ortogonales a la dirección general del río. En este caso es probable que el set se apoye sobre una barra lateral, que explicaría la existencia de formas ascendentes bajo el set, y que éste *no* esté al techo de la secuencia.

- Nivel 39

En su base hay una secuencia decreciente de 1,60 m de potencia. El resto hasta el techo son cosets de estratificación cruzada de pequeña escala con estructuras de escape de agua. La geometría de los cosets, a pesar de

la deformación, parece paralela, cada unidad o capa son sucesivas etapas de backfilling de un canal de baja sinuosidad.

- Nivel 51

Es semejante al nivel 30, por la presencia de barras transversas y estratificación cruzada de gran escala planar.

3.2.12.- Series del Valle del Río Mayor 1 y 2

Solo se realiza el análisis de facies en los paleo canales que no están cementados con yeso, ya que dificulta la observación de las estructuras y límites de los co sets.

Descripción de las facies correspondientes a los depósitos de canal:

- Depósito de fondo de canal o de lag. Puede alcanzar potencias de hasta 30 cm y están formados por cantos de calizas, areniscas, margas y arcilla en una matriz de arena gruesa. No está presente en todas las cicatrices basales de los paleocanales; es mas frecuente que las estructuras sedimentarias situadas inmediatamente por encima de la cicatriz estén formados por arenas con un tamaño de grano relativamente algo mas grueso que el resto, y que incluyan cantos blandos dispersos.

- Estratificación cruzada de gran escala de surco. Esta estructura se da en general en arena de tamaño medio y ocasionalmente en tamaño grueso. La potencia de los sets es muy variable predominando las comprendidas entre 15 y 30 cm. Hacia la base de alguna secuencia de relleno de paleocanal llegan a alcanzar hasta 1 m de potencia. En planta siempre presentan láminas de superficies cóncavas inclinadas (spoon shaped). Puede estar formada por sets de dunas ascendentes. En sentido lateral y vertical puede pasar a estratificación cruzada de gran escala planar. La geometría de las cicatrices que limitan los cosets de este tipo de estructura es muy variable y se hará referencia a ellas al tratar de las asociaciones de facies.

- Estratificación cruzada de gran escala planar. En arenas de tamaño medio y potencias de sets comprendidas entre 35 y 7 cm. Puede estar formada por sets de dunas ascendentes; en este caso los cosets están limitados por superficies inclinadas en sentido contrario al de la migración de las dunas. Sólo en un caso (nivel 1, corte 111, unidad a, figura 21) se ha visto un set planar con 60 cm de potencia, aislado, con láminas formadas alternantemente por gravas y arena gruesa. Este tipo de composición ha sido descrito y explicado por SMITH (1971 y 1972) en las barras transversas del río Platte.

- Estratificación cruzada de pequeña escala. En arena de ^{tamaño} fino y limos. Se presenta de dos formas diferentes, en cosets aislados entre otros de di

ferentes facies o en bed sets situados hacia el techo de las secuencias. Los cosets tienen potencias comprendidas entre 40 y 8 cm. Cuando están agrupados en bed sets cada uno de los cosets de estratificación cruzada de pequeña escala están bien diferenciados, por la disminución de tamaño de arena fina a limos que se realiza hacia el techo del coset. Los bed sets pueden estar inclinados, ser de geometría biconvexa, y apoyarse discordante y erosivamente sobre otros de características similares. En ocasiones alternan cosets de diferentes texturas, arenas finas y limos, formando bed sets compuestos. Es posible que en el interior de estos bed sets que a veces, se presentan con aspecto masivo, exista algún otro tipo de estructura, pero no ha sido observada.

- Sets tabulares. Están formados por laminación oblicua y están limitados por superficies relativamente plano-paralelas. Se diferencian de los sets que forman la estratificación cruzada de gran escala planar en que aparecen aislados, son de mayor potencia y su origen no puede ser atribuido a la migración de barras transversas. Por constituir ejemplos aislados cuyo origen viene definido por su disposición con relación a las facies de su entorno, se tratará de ellos más adelante.
- Barras longitudinales. Se dan en arena media y fina. Con potencias que oscilan entre 3.20 y 1 m. Se describen como tales por estar limitados al techo por cicatrices convexas y poseer una estructura interna concordante con esta morfología externa (Foto 36). En una sección transversal a

su elongación presenta laminación convexa y en sentido longitudinal y hacia su stoss side se observa morfología de ripples ascendentes. Hacia su techo pueden tener estratificación cruzada de gran escala. La secuencia vertical de estructuras es de tipo creciente (coarsening upward).

- Estructuras de escape de agua. Casi todas las facies descritas presentan estructuras de escape de agua, pero sobre todo las que forman la asociación de facies 1. Estas estructuras son de los tipos descritos por LOWE (1975): fluidificación, licuefacción y deformación hidroplástica. Las estructuras de escape de agua con licuefacción se producen sobre todo en forma de canales que se inyectan sobre los sedimentos suprayacentes. La mas extendida es la deformación hidroplástica que puede afectar a un solo coset o a varios superpuestos, como puede verse en la figura 23. En varios casos se ha visto que la deformación hidroplástica y la fluidificación se presentan imbricadas y parece que la primera se ha producido por la intrusión del material fluidificado.

A continuación discuto los modelos para cada uno de los paleocanales individualmente.

- Serie del Valle del Río Mayor 1

- Nivel 1 (Fig. 21)

La base de este paleocanal no aflora, aún y así es un claro ejemplo de canales entrecruzados. Las facies que presentan son: barra longitudinal, sets tabulares,

estratificación cruzada de gran escala de los dos tipos, planar y de surco, y estratificación cruzada de pequeña escala. El tamaño del material transportado sobre el lecho oscila entre arena muy gruesa con cantos a limos. Los fenómenos de encajamiento de canales son muy notables, y en el corte presentan gran cantidad de fenómenos de erosión y restos de morfologías de braid bars, un ejemplo de ello son a) en el corte I (Foto 36) y b) en el corte II. Sobre el techo de a) existe además una rubefacción, probablemente relacionada con su exposición subaérea en un bajo estado de flujo. Otra característica presente en este nivel es la existencia de canales de diferente jerarquía, es decir que ocupaban posiciones diferentes con relación al flujo de mayor intensidad. Este es el caso del canal sobre el que se depositó la unidad c); en este canal se manifiestan dos tipos de fenómenos: a) un flujo paralelo al mismo que depositó limos con estratificación cruzada de pequeña escala, b) un flujo transversal que depositó láminas de avalancha perpendiculares a la dirección del canal (Foto 37); para ello este canal ha tenido que estar aislado del flujo principal del río.

Este mecanismo es semejante al descrito por JACKSON en los scrolls bars del Río Wabash pero en ese modelo los sets tabulares se desplazan hacia el margen interno del meandro.

Hacia el techo de la unidad a) del corte I (Fig. 21) los cosets se acuñan, están algo inclinados, y suelen estar formados por estratificación cruzada de pequeña escala, de ripples ascendentes. Estas características son propias de los point-bars, y probablemente haya existido un flujo helicoidal alrededor de esta barra. Este fenómeno ha sido observado por SHANTZER en el río Volga

(según ALLEN, 1975-b).

Existe una gran dispersión de paleocorrientes, como reflejo de un lecho complejo.

- Nivel 2

Está constituido por una secuencia decreciente (Foto 38) que pasa de estratificación **cruzada** de gran escala de tipo casi planar a bed sets de **estratificación** cruzada de pequeña escala. En algunos **de** estos bed sets no se ve la estructura interna, probablemente debido a li-cuefacción por escape de agua. Los bed sets del techo de la secuencia de relleno son en general discordantes, con sentidos de acreción diferentes (Foto 40); esta disposición se debe a pequeñas modificaciones de la geometría del arco del meandro, producidas por su desplazamiento. La disminución del tamaño de la arena hacia el techo de la secuencia está representado en la figura 27. En superficie se observa un desplazamiento del meandro de S a N de varias decenas de metros. La base está afectada por deformación hidroplástica (Foto 39).

- Nivel 8 (Fig. 22)

Es un paleocanal de una gran complejidad en detalle. Sus facies son: barras longitudinales, braid bars, estratificación cruzada de pequeña escala y gran escala, depósitos de lag y flaser bedding y son muy abundantes las estructuras de escape de agua: deformación hidroplástica y canales de fluidificación. En toda la secuencia de relleno hay una tendencia decreciente a grandes rasgos, en detalle alternan las estructuras de gran y pequeña esca-

la. En los cortes III y IV existe hacia su base cicatrices convexas al techo de los cosets (Foto 41), sólo en un caso (unidad c del corte III) esta morfología corresponde claramente a la superficie externa de una barra, probablemente longitudinal. Estas cicatrices convexas indican una tendencia al encajamiento de canales y unos restos de formas morfológicas que podrían corresponder en general a braid-bars (Foto 41). La estructura interna de estas unidades (a,b y c en el corte IV y b y c en el corte III) es muy diferente: estructuras de pequeña y gran escala, que indican una desigual repartición del flujo sobre el lecho. Por estas características la base de este paleocanal parece indicar la presencia de canales entrecruzados.

El resto de la secuencia de los cortes III y IV, a partir del nivel d) tiene una gran continuidad lateral a lo largo de todos los cortes. En sentido E-W, los cosets se inclinan al E mostrando una acreción lateral (Foto 42) por lo que el techo de la secuencia de relleno lo interpreto como un gran point-bar cuya morfología no debía ser un arco simétrico y simple sino irregular, probablemente doble (Fig. 68). Las estructuras del corte V indican un flujo descendente sobre el extremo dis-

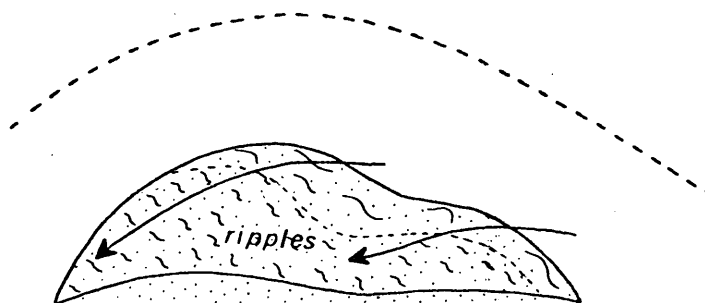


FIGURA 68. Pautas del flujo y topografía del arco de meandro durante la sedimentación de la parte superior de la secuencia del nivel 8 de la serie del Valle del Río Mayor 1.

tal del lóbulo del meandro. Los flaser bedding de la unidad e se formarían por la decantación del material en suspensión en una disminución del flujo.

Las diferencias de las paleocorrientes en sentido vertical (p.e. las unidades e y f de los cortes III y IV) indican cambios importantes en la dirección del flujo, producidas a su vez, por los cambios sufridos en la topografía del meandro. Estos dos factores se modifican mutuamente en un proceso de tipo dialéctico.

La base de la secuencia de point-bar sería el nivel d de los cortes III y IV, y el nivel a del corte V (Fig. 22); y es mas difícil de identificar en los cortes I y II en los que casi todas las estructuras son de pequeña escala.

La presencia sobre el lecho de un río meandriforme de barras de diferentes tipos se ha citado en el río Klaralven por SUNDBORG (1956), así como la formación de islas a partir de estas formas en los bajos estados de flujo (Fig. 44 de este texto). Por lo tanto caben dos posibilidades, que el point-bar haya migrado sobre estas formas y las haya enterrado o que el río haya sufrido una transformación en su modelo al tiempo que se efectuaba el relleno de su paleocanal.

Por debajo, y por encima de este paleocanal, en sentido estratigráfico, se distinguen dos facies que corresponden a depósitos marginales de desbordamiento:

a) Alternancia de arenas finas y limos con estratificación cruzada de pequeña escala o aparentemente masivos, con una potencia media de 15 a 35 cm para los niveles de arenas y menor para los niveles de limos. Esta al

ternancia alcanza una potencia máxima de 1.50 m y tiene una sección triangular (Foto 43). Estas características me permiten interpretar esta facies como depósitos marginales de diques o levee (ALLEN, 1965-a).

b) Arenas finas a limos, en estratos de geometría plano-paralela, de potencia variable pero en general inferior a los 40 cm, y de gran continuidad lateral. A veces, se ha identificado estratificación cruzada de pequeña escala, otras se presentan masivos. Esta facies la consideramos depósitos de crevasse-splay (ALLEN, 1965-a) por sus características geométricas y por aparecer intercalada dentro de las arcillas masivas.

- Nivel 10

Este nivel muestra claras evidencias de acreción lateral, en la geometría de las unidades a y c (Foto 44) del corte I (Fig. 23) y e del corte II (Foto 45), con una geometría convexa en las capas que recuerda la forma de los arcos de meandro. En el resto de las unidades no se observan indicios de acreción lateral pero es seguramente debido a las condiciones del afloramiento. Lo que llama la atención en esta secuencia de relleno, que por su geometría corresponde a un point-bar que emigra hacia el SE, es la alternancia de estructuras de pequeña y gran escala y la ausencia de una tendencia secuencial, típica en los depósitos del meandro, mas bien relacionado con la intensidad del flujo que con una pauta helicoidal. Este point-bar ha ido creciendo lateral y verticalmente según se muestra en la figura 69. El corte II está orientado mas paralelamente a la líneas de flujo y se ven las superficies de acreción lateral.

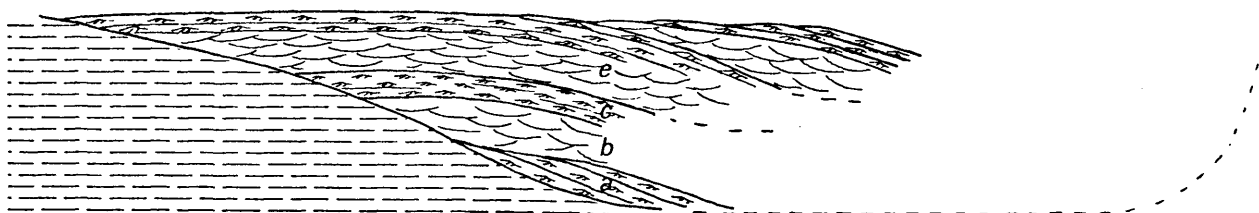


FIGURA 69 . Forma de crecimiento del point-bar correspondiente al nivel 10 de la serie del Valle del Río Mayor 1 .

- Serie del Valle del Río Mayor 2

- Nivel 1

No he realizado el análisis de facies de este nivel porque el afloramiento tiene poca extensión lateral.

- Nivel 3 (Fig. 26)

Este paleocanal presenta una típica secuencia de point-bar de tipo decreciente desde el punto de vista textural y estructural. Las superficies de acreción lateral no solo se identifican en los bed sets de estratificación cruzada de pequeña escala sino incluso casi desde la base de la secuencia. Es notable la existencia de cicatrices entre los bed sets (Foto 46) que son superficies de reactivación del arco del meandro producidas por la interacción que existe entre su desplazamiento y la pauta del flujo (Fig. 70).

- Nivel 5 (Fig. 26)

Sus características son muy semejantes a las del nivel anterior, a partir de la unidad e. Los niveles a, b, c, y d de la base de la secuencia manifiestan una gran dispersión de paleocorrientes. Lo más notable es la posición secuencial de la estratificación cruzada de pequeña escala (unidad c). La unidad d está formada

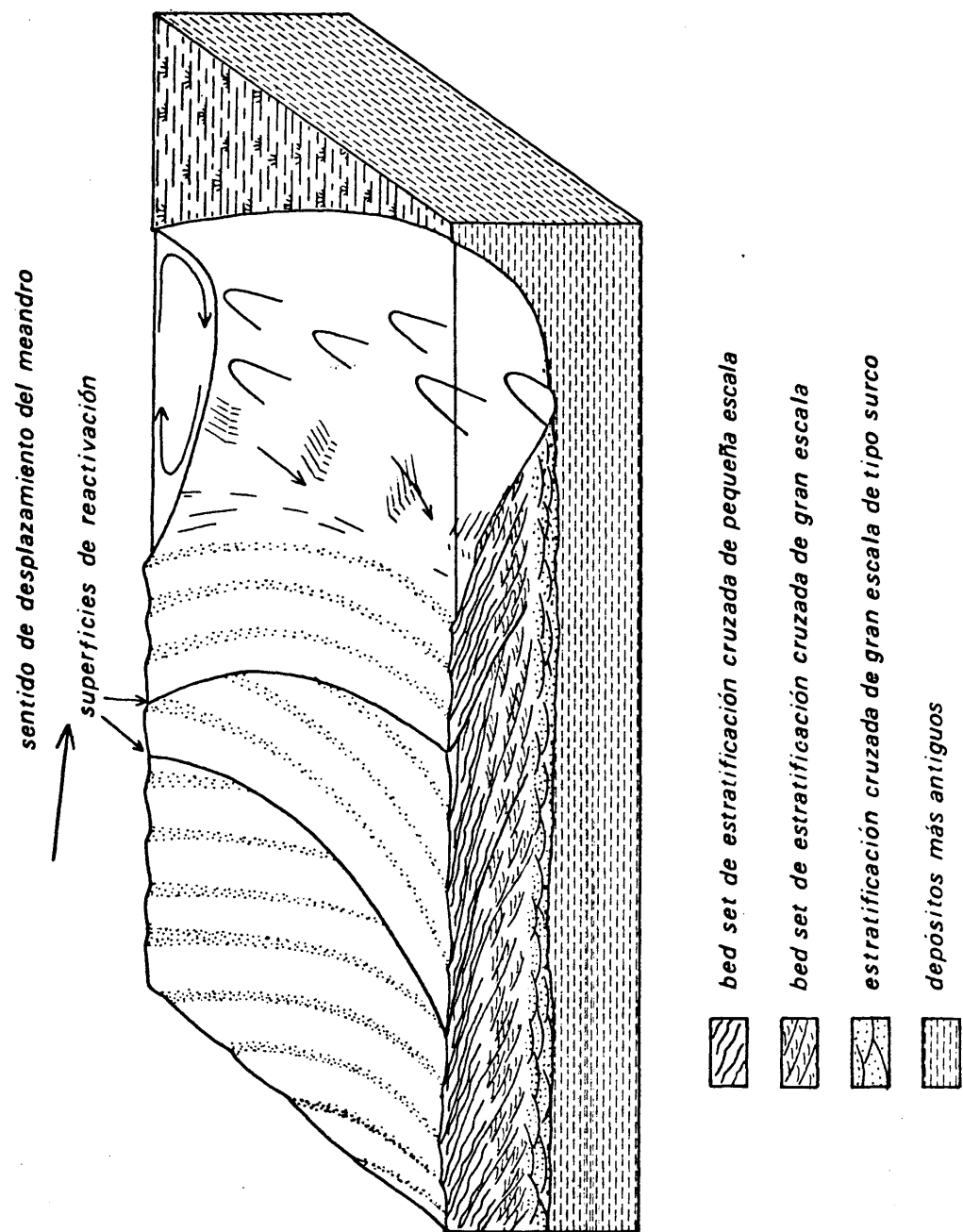


FIGURA 70 .Modificado de PUIGDEFABREGAS, 1973.

por un set de gran tamaño que lateralmente conserva estratificación cruzada de pequeña escala sobre su stoss side por lo que se trata de una forma compuesta o barra. La base de este paleocanal podría haber sido braided, al igual que el nivel 8 de la serie del Valle del Río Mayor 1, pero cabe la posibilidad de que se trate de formas del lecho migrantes en un modelo de canal meandri-forme como sucede en el río Klaralven (SUNDBORG, 1956) y en el río Wabash (JACKSON, 1976-a y b). En este caso, y dado que no hay señales de incisión de canales podría tratarse de formas migrantes enterradas por el crecimiento del meandro. Las unidades e y f son una clara secuencia de point-bar lo mismo que a y b (en la figura 26, nivel 5, columna de la derecha).

3.2.13.- Serie del Valle del Río Mayor 6 (Fig. 30)

El análisis de facies se realiza a partir de los paleocanales que corresponden a los niveles 1,2,3,4,6 y 13. En el resto el cemento del yeso impide ver la disposición y los límites de los cosets por lo que no se incluyen. Las facies presentes son solamente cuatro: depósito de lag, estratificación cruzada de gran escala de los dos tipos, de surco y planar, y estratificación cruzada de pequeña escala. A continuación se describen individualmente los paleocanales de esta serie:

- Nivel 1

Está relleno por una secuencia de tipo decreciente, patente sobre todo en las estructuras sedimentarias, de la base hasta el techo, de estratificación cruzada

de gran escala a pequeña escala, que interpreto como un posible depósito de point-bar. La granulometría de esta facies es semejante a la descrita en las correspondientes del apartado anterior.

- Nivel 2

Su relleno lo constituye en general cosets de estratificación cruzada de pequeña escala de límites erosivos. Este tipo de relleno ya lo he discutido en el texto como relacionado con un lecho de tipo braided, formado por pequeños canales de igual jerarquía. La unidad b, formada por sets de gran escala, de tipo planar, indica un momento en el que el lecho estuvo cubierto por pequeñas dunas transversas.

- Nivel 3

Tiene un depósito de lag formado por cantos blandos y sobre éste estratificación cruzada de gran escala como única facies de relleno. Por lo tanto este paleocanal no está relleno ni por una secuencia de point-bar, ni manifiesta señales de canales entrecruzados, por lo que se corresponde mas bien a un tramo recto aparentemente relleno en una única etapa.

- Nivel 4

Está relleno por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. La forma del surco de la base de los cosets no se corresponde con la dirección de los ripples. Estos se depositaron por una corriente oblicua a la dirección de los surcos y se adaptan a la forma de estos, descendiendo por su margen más próxima y ascendiendo hacia el margen más distal del surco, en el sentido

de la paleocorriente que depositó los ripples (Fig. 71). El fenómeno es semejante al descrito por DOEGLAS para los ríos braided de granulometría gruesa, es decir se trata de un entrecruzamiento de direcciones de flujo sobre un lecho braided, que estaría formado por islas de poco relieve cuya estructura interna sería estratificación cruzada de pequeña escala.

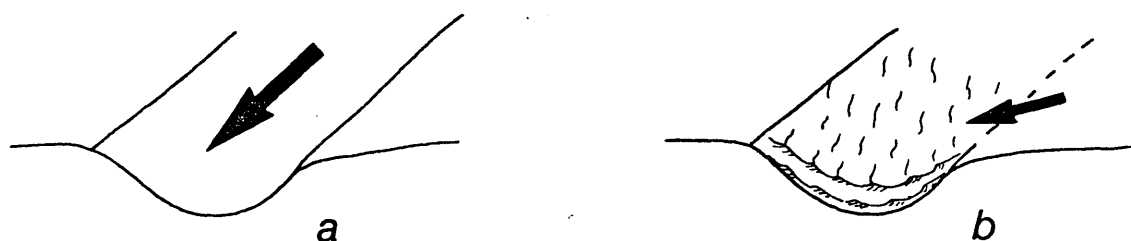


FIGURA 71. a-Excavación de un canal. b-Relleno posterior a partir de un flujo cruzado con relación a la dirección del canal.

- Nivel 6

Es un paleocanal de escasa potencia, 1,40 m, y que está formado secuencialmente por una sucesión de cosets de estratificación cruzada de pequeña escala dispuestos en capas horizontales. Este tipo de relleno también aparece en otros paleocanales ya comentados. La geometría horizontal de estas capas, unida a su gran continuidad lateral las identifica como sucesivas etapas de backfilling de un canal de trazado recto (SCHUMM, 1968).

3.2.14.- Serie Caracenilla del Valle (Fig. 31)

La proporción de paleocanales en esta serie aumenta considerablemente con relación a las realizadas a lo largo del Valle del Río Mayor. Sin embargo, el cemento de yeso y la bioturbación impide realizar el análisis de facies. Solamente en el paleocanal correspondiente al nivel 24 se han reconocido bien las estructuras primarias y los límites de los cosets.

- Nivel 24

Es un paleocanal de 2 m de potencia. Su relleno está formado por cosets de estratificación cruzada de pequeña escala. Estos cosets rellenan surcos de 50 cm de potencia. Estas características geométricas son propias de un lecho de canales entrecruzados. El hecho de que el relleno sea semejante para todos los canales indica que el flujo se repartía con la misma intensidad a través de ellos.

3.2.15.- Serie de Pineda (Fig. 34)

Parte de las estructuras que rellenan los paleocanales no se distinguen en esta serie. Este es el caso de los niveles 2,4,13,15,27,32. Las facies presentes son: conglomerados masivos, estratificación cruzada de gran escala tipo surco y estratificación cruzada de pequeña escala.

La facies mas abundante en los paleocanales figurados (Fig. 34) es la estratificación cruzada de gran escala tipo surco. Esta facies forma el relleno de los paleo

canales correspondientes a los niveles 9,21,27 y 29. La discusión de este tipo de relleno la he realizado numerosas veces a lo largo del texto, se trata de un tramo o río de trazado recto con un relleno probablemente realizado en una única etapa en el caso de los niveles 21,27 y 29, y en varias en el caso del nivel 9 en el que verticalmente se identifican límites de cosets. Los paleocanales de los niveles 8 y 10 tienen secuencias decrecientes que comienzan con estratificación cruzada de gran escala y al techo presentan estratificación cruzada de pequeña escala. No se observan señales de acreción lateral pero no obstante podría tratarse de point-bar. Otra posibilidad que se desprende del tipo de paleocanales con los que están relacionados verticalmente, es que sean etapas de relleno de distinta intensidad de flujo.

- Nivel 17

Está formado por conglomerados masivos en una matriz arenosa y arenisca con estratificación cruzada de gran escala. Los cantos de conglomerado no tienen ninguna ordenación; este tipo de depósito puede estar relacionado con gravel bars (RUST, 1975). La estratificación cruzada de gran escala es el relleno de un canal individualizado en el que la intensidad de flujo era menor. Este tipo de depósito son frecuentes en los ríos braided de granulometría grosera (RUST, 1975; WILLIAMS y RUST, 1969).

- Nivel 24

El relleno de este paleocanal se realizó en sucesivas etapas bien diferenciadas por la presencia de arcillas intercaladas al techo de las areniscas. Las areniscas corresponden a los depósitos de tracción y las arc-

llas a la decantación del material en suspensión. El backfilling se realizó a etapas lo suficientemente distanciadas temporalmente para permitir la bioturbación de los sucesivos niveles.

3.2.16.- Serie de Huerta de la Obispalia (Fig. 35)

Gran parte de los paleocanales están cubiertos o parcialmente cubiertos (niveles 11,13,15 y 19), o bien no se pueden identificar las estructuras primarias por los procesos de escape de agua (nivel 5, y probablemente el 9). Por lo tanto solo discuto las facies presentes en los niveles de los paleocanales de los niveles 1, 3 y 7.

- Nivel 1

No se ve la base de este nivel. Las facies que presenta son: estratificación cruzada de gran escala de tipo surco, set tabular, estratificación cruzada de pequeña escala en bed sets de geometría convexa (Foto 49) y laminación paralela. La secuencia de relleno situada mas al S (en la izquierda de la secuencia correspondiente a este nivel en la figura 35) es una clara secuencia decreciente formada desde la base hasta el techo por estratificación cruzada de gran escala y laminación paralela. Lateralmente y en el sentido de la paleocorriente pasa a bed sets de estratificación cruzada de pequeña escala (foto 48). Lo que llama la atención en primer lugar de estas facies descritas es su geometría, y su paso lateral y vertical de estructuras de mayor energía a menor

energía. Su configuración geométrica parece corresponder a una barra lateral o point-bar de superficie lobulada; en la que el flujo es algo longitudinal con relación a su arco (Fig. 72), en el caso supuesto de que existiera una conexión no erosional entre las facies. Desafortunadamente las relaciones entre las facies no se ven claramente en el afloramiento y faltan datos para reconstruir la historia del techo de la secuencia. El set tabular podría corresponder a un pequeño chute-bar. Es además evidente que el régimen de flujo y su distribución sobre el lecho cambia completamente en sentido lateral como lo manifiesta la presencia de estructuras de gran escala al techo de la secuencia.

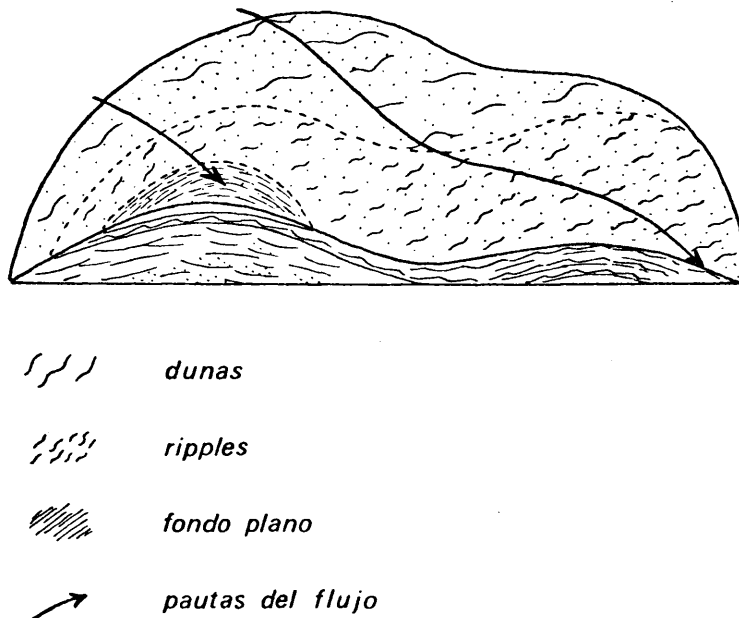


FIGURA 72. Probable distribución en planta de las estructuras sedimentarias sobre el arco de meandro correspondiente al nivel 1 de la serie de Huerta de la Obispalía

- Nivel 3

Está muy afectado por estructuras de escape de agua: deformación hidroplástica y licuefacción. Los límites de los cosets son algo erosivos indicando canales relativamente poco profundos y anchos con tendencia a una configuración del lecho de tipo braided o de canales entrecruzados.

- Nivel 7

Lo mas espectacular de este nivel son las estructuras de escape de agua: deformación hidroplástica (Foto 50) y canales de fluidificación (Foto 49). Hay una pequeña dispersión de paleocorrientes de 10° desde la base hasta el techo. La secuencia es de tipo decreciente, pero en este caso no está relacionado con un depósito de meandro dado que en dos cortes perpendiculares no cambia en absoluto la geometría de las unidades deposicionales. El relleno parece indicar por lo tanto un río o tramo de un río recto en el que hay estructuras de menor escala al techo, que pueden estar producidas simplemente por la disminución de altura del agua sobre el lecho o de la intensidad del flujo. Este relleno puede corresponder a un tramo de canal recto.

3.2.17.- Resumen y conclusiones

El análisis de facies me ha permitido identificar depósitos de abanicos aluviales, y paleocanales de los tres tipos de modelos aceptados, para sistemas de un solo canal (SCHUMM, 1968-a).

En casi todas las series estratigráficas en las que he realizado el análisis de facies, existen paleocanales de los tres modelos mencionados. Esta variación de modelos no sigue en ningún caso una pauta en sentido vertical, en cambio si existe una evolución lateral.

Las diferencias, en los modelos, de los paleocanales en una misma serie estratigráfica podrían ser atribuidas a diferentes causas: cambios en la relación de carga de fondo/carga en suspensión (SCHUMM, 1968-a), diferencias locales de pendiente o a la posibilidad del cambio de modelo, en sentido longitudinal, para un mismo río (LEOPOLD y WOLMAN, 1957). La primera de las posibles causas mencionadas, es decir la variación en la relación carga de fondo/carga en suspensión no explicaría la mayor parte de los casos, los análisis granulométricos no muestran variaciones en este sentido en paleocanales que tienen modelos diferentes. Las variaciones de pendiente entre los canales del sistema múltiple, no es un hecho del que se tenga conocimiento en la actualidad, por lo tanto me inclino por la tercera posibilidad, es decir, por variaciones longitudinales en la configuración de los canales, producidas por ajustes locales (LEOPOLD y WOLMAN, 1957).

En la unidad detrítica inferior aparentemente no existe una pauta en la distribución de los modelos, en sentido lateral o vertical. Esta aparente ausencia de una evolución secuencial se ve confirmada por los datos de paleoco-

rientes como se vera mas adelante. Todos los depósitos que están relacionados con abanicos aluviales indican un área madre próxima, el resto de los paleocanales son mas o menos perpendiculares a los abanicos. Los paleocanales de esta unidad resultan extremadamente heterogéneos, tanto por sus diferencias granulométricas como en sus modelos. En este sentido, existen canales braided con barras de gravas, canales rectos con arenas de tamaño medio y point-bars de granulometría fina y gruesa.

Dentro de los afloramientos de la unidad detrítica superior hay tres claros sectores, que se diferencian en la profundidad de los paleocanales y en el predominio de algún modelo sedimentológico, al margen de que en sentido vertical exista mas de un modelo dentro de la misma serie estratigráfica. El primero de ellos es el situado al N de Huete, y lo constituyen los potentes paleocanales de las series del Valle del Río Mayor 1 y 2. Estos paleocanales son braided, meandriiformes o bien participan de los dos modelos en sentido vertical, braided hacia la base y meandriiformes al techo. Presentan numerosas cicatrices internas, que marcan gran cantidad de etapas de erosión y de relleno, entre ellas las superficies de reactivación en los point-bars; este retrabajamiento del lecho indica que eran canales cuyo relleno fue relativamente prolongado en el tiempo.

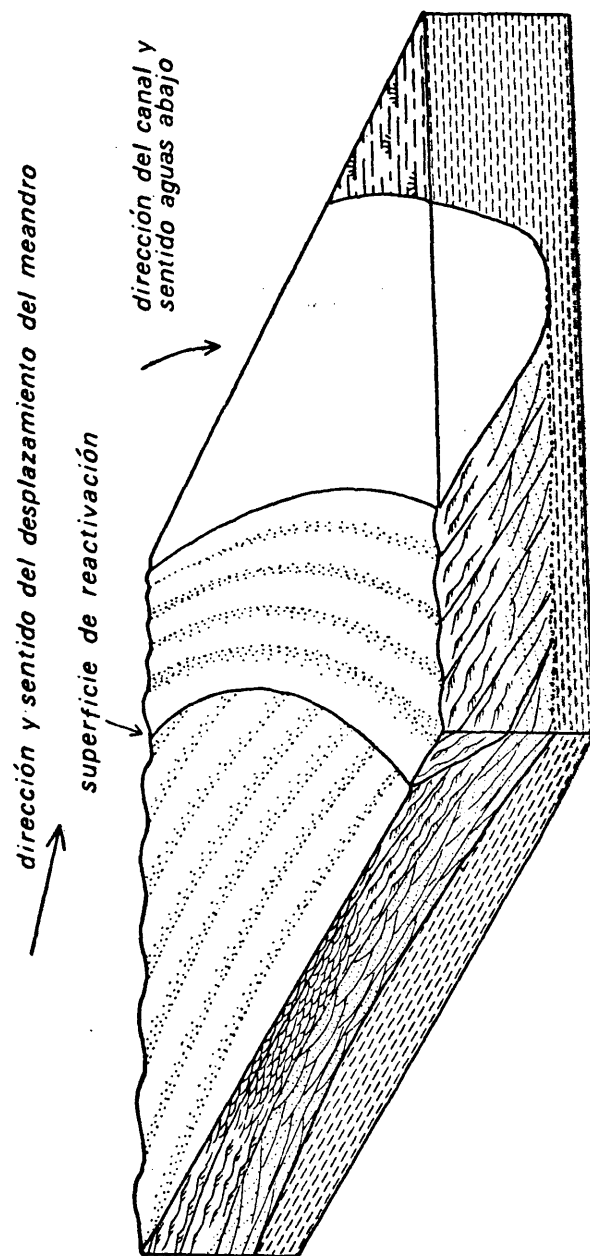
Un segundo sector dentro de la unidad detrítica superior es el que corresponde a la situación de las series de Vellisca 2, Fuente de La Lobera, Loranca del Campo, Fuente Leona, Carrascosa del Campo, La Serrezuela y Zafra de Záncara 1. En estas series los canales son menos profundos que en el sector anterior y de relleno más efímero. Predominan los canales de alta sinuosidad.

El último sector es el que corresponde a la ubicación de la serie de Zafra de Zánacara 2, con paleocanales todavía de alta sinuosidad pero con un marcado predominio de canales de tipo braided o de baja sinuosidad.

La mayoría de los paleocanales de la unidad terminal no pueden describirse por la presencia de cemento de yeso, que enmascara las estructuras primarias. No obstante las observaciones que he podido realizar sobre ellos, aunque parciales, los manifiestan semejantes a los de la unidad detrítica superior en su conjunto.

Los criterios geométricos son los más útiles en la interpretación de una secuencia de relleno de un paleocanal. Entre ellos destacan las superficies de acreción lateral de los point-bars, en un corte transversal al arco del meandro, y la geometría convexa de sus unidades deposicionales, en un corte longitudinal al arco del meandro (Fig. 73). Un ejemplo de esta geometría convexa puede verse en la Foto 24, que corresponde al nivel 65 de la serie de Carrasposa del Campo.

En cambio los criterios exclusivamente secuenciales son menos definitorios. Una secuencia de tipo decreciente puede originarse por una disminución de la profundidad del canal, al tiempo que se produce su relleno, o por una disminución de la intensidad del flujo. En la figura 74 están representadas las diferentes secuencias de relleno que tienen los paleocanales de baja sinuosidad en este terciario continental. Estas secuencias pueden clasificarse en tres tipos distintos, un tipo a) en el que cada unidad deposicional consta de sedimentos de tracción en la base y de decantación al techo, son semejantes a las unidades de backfilling descritas por SCHUMM (1977). Otro tipo es el formado








-  bed set de estratificación cruzada de pequeña escala en sección transversal a la corriente
-  bed set de estratificación cruzada de pequeña escala en sección oblicua o paralela a la corriente
-  bed set de estratificación cruzada de gran escala en sección transversal a la corriente
-  bed set de estratificación cruzada de gran escala en sección oblicua o paralela a la corriente
-  depósitos más antiguos

FIGURA 73

por un solo tipo de estructura de tracción y rellenados en una sola fase (b y c). Por último, quedan aquellos que se han rellenado en varias etapas, con un único tipo o no de estructuras (d,e y f). El segundo tipo representa a los paleocanales cuyo relleno ha sido más efímero.

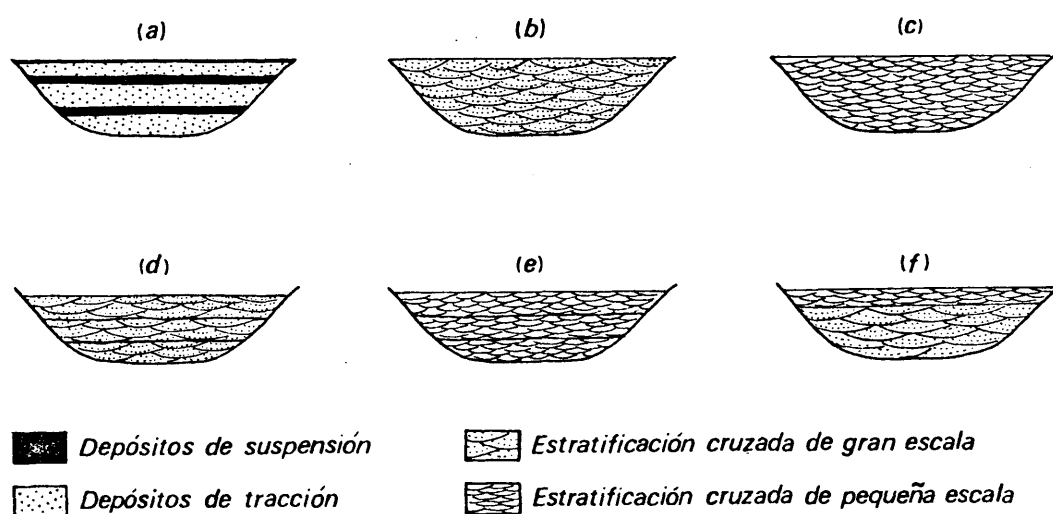


FIGURA 74

Sin embargo cuando un paleocanal, del que no puede obtenerse mas información que el hecho de estar relleno por una secuencia de tipo decreciente, está relacionado en sentido lateral y vertical con depósitos de point-bars, lo he atribuído al mismo modelo. En otros casos, cuando hay buenos afloramientos y se observa la geometría del canal se ve claramente que la secuencia decreciente está relacionada con el backfilling del paleocanal y no con un depósito de point-bar.

Entre las diferencias más notables que pueden existir en los paleocanales que he descrito, está el carácter más o menos efímero de su relleno, que ya ha quedado en parte plasmado en la figura 74. El carácter efímero del relleno también se refleja en los paleocanales que muestran una tendencia al modelo braided, pero en los cuales el rápido backfilling ha impedido el encajamiento de canales. Este fenómeno está presente en los paleocanales de la serie de Zafra de Záncara 2.

Las superficies de reactivación de los point-bars no habían sido descritas hasta ahora en los modelos antiguos. En un sentido relativo, la presencia de estas superficies de reactivación, unida a un mayor desplazamiento lateral de los point-bars, indica una mayor permanencia temporal de estos ríos, con respecto a aquellos que solo presentan un bed set y de escaso desarrollo lateral. Las superficies de reactivación de los point-bars separan etapas de acreción lateral en las que hay una erosión previa del arco del meandro, seguramente debida a unas condiciones de flujo muy diferentes; y es probable que separen las principales etapas de crecida (en intensidad) del canal.

La máxima dificultad en la interpretación la presentan los paleocanales de las series del Valle del Río Mayor 1 y 2. Ello se debe a dos causas, la primera de ellas deriva de la propia complejidad del modelo, ya que los ríos meandriiformes de determinada magnitud presentan gran variedad de formas compuestas sobre el lecho, p.e. el río Klaralven (SUNDBORG, 1956) y el río Wabash (JACKSON, 1975-a y b), y en los bajos estados de flujo pueden tener islas (SUNDBORG, 1956, Fig. 44 de este texto). Además existen ejemplos actuales de ríos con características intermedias

entre el modelo braided y el meandriforme, como el río Cí-marrón (SHELTON y NOBLE, 1974). La segunda causa se debe a que estos arcos de meandro no estaban siempre formados por un lóbulo simple ni simétrico, sino que tendrían una topografía algo irregular, que unida a sus desplazamientos horizontales da lugar a secuencias aparentemente atípicas. Un ejemplo espectacular de secuencia atípica de un point-bar es la que corresponde al nivel 2 de la serie del Valle del Río Mayor 1 (Fig. 69, Foto 45), cuya génesis puede explicarse a partir de una migración lateral del arco de meandro como la que viene representada en la figura 75.

En los paleocanales de alta sinuosidad también están presentes los procesos de backfilling, según el modelo de SCHUMM (1968-a). Este es el caso de los niveles 2 y 10 de la serie del Valle del Río Mayor 1 en los que no solo ha habido acreción lateral en los point-bars, sino también acreción vertical.

Los fenómenos de metamorfosis que se han observado en ríos actuales (SCHUMM, 1968-a) podrían estar presentes en algunos de estos paleocanales, en aquellos que en sentido vertical cambian de modelo. Sin embargo por el momento las variaciones verticales pueden ser atribuídas a otras causas.

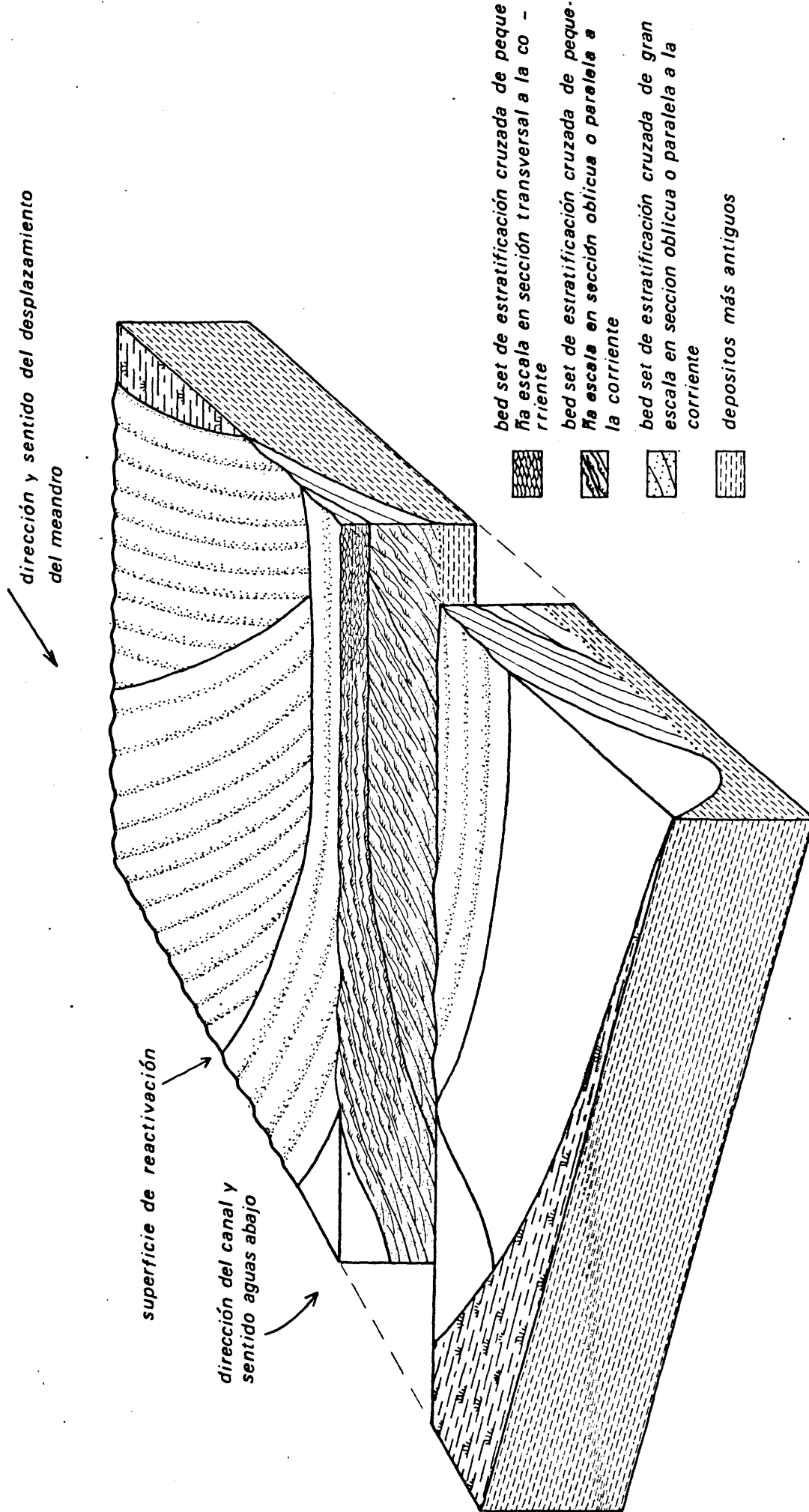


FIGURA 75

3.3.- Estructuras de escape de agua

Uno de los aspectos más llamativos dentro de los paleocanales que he descrito, sobre todo en la unidad detrítica superior y terminal, es la presencia de gran cantidad de estructuras de escape de agua.

Estas estructuras las he nombrado de acuerdo con la terminología de LOWE (1975). Este autor hace un estudio exhaustivo de estas estructuras, en las que la intensidad de la deformación forma parte de un proceso continuo en el que existen tres etapas bien diferenciadas: deformación hidroplástica, licuefacción y fluidificación (Fig. 76). La deformación hidroplástica altera las laminaciones primarias sin borrarlas. Para que exista licuefacción los granos tienen que haber estado temporalmente en suspensión dentro del fluido que existe entre los poros, sedimentando a continuación con una pérdida de la estructura primaria. La fluidificación ocurre cuando un líquido que fluye verticalmente, a través de un agregado granular, ejerce una fuerza de arrastre suficiente para elevar los granos temporalmente contra la fuerza de la gravedad.

A continuación resumo las características generales que estos tres tipos de estructuras de escape de agua presentan en los paleocanales que he descrito en el texto.

- Deformación hidroplástica

Aparece en estratificación cruzada tanto de pequeña como de gran escala, y afectando a uno o a varios cosets superpuestos. Puede encontrarse o no en todo el relleno del paleocanal. En algunas ocasiones afecta a un solo set, pero esto es poco frecuente. No solo deforma las láminas sino

DEFORMACION	HIDROPLASTICA	LICUEFACCION	FLUIDIFICACION
	I. DEFINICIONES		
INTENSIDAD DE DEFORMACION	← importante	insignificante →	
VELOCIDAD DEL FLUIDO EN LOS POROS	← $< U_0$	$> U_0$ →	
	II. CARACTERISTICAS		
ESTRUCTURA DEL FLUJO % H ₂ O	← laminar	----- -----	turbulento →
VISCOSIDAD	-----		
PROPORCION DE ESCAPE DE AGUA (CAUDAL)	-----		
	III. IDENTIFICACION		
ESTRUCTURAS PRIMARIAS	← conservada	----- -----	no conservada →
ELUTRIACION DE LOS GRANOS MAS FINOS	← insignificante	menor	importante →
INTRUSIONES	← gen. concordantes		gen. discordantes →
	-----estructuras "dish"-----		

FIGURA.- 76 Principales procesos de deformación de sedimentos flexibles, características principales y medios de identificación de cada uno. Los procesos son continuos y a veces no es posible una distinción clara. Por otra parte, el alcance de propiedades tales como la viscosidad, la proporción de escape de agua, el grado de preservación de las estructuras primarias y la elutriación está muy influenciada por otros parámetros tales como el tamaño de grano. LOWE, 1975.

también a las superficies que limitan los sets y cosets. Su aspecto es el de un plegamiento simétrico y algunas veces, aunque escasas, hay pliegues asimétricos o inclinados

- Licuefacción

Del mismo modo que la deformación hidroplástica, puede afectar a cualquier tipo de estructura y a parte de las areniscas de un paleocanal o a todo su relleno. Puede borrar completamente las estructuras primarias o bien dejar algún resto de ellas. Por regla general se conservan las cicatrices que limitan los cosets, pero en casos extremos también desaparecen.

- Fluidificación

La forma de presentarse es en canales (pipes o pillars) verticales o subverticales. Pueden variar desde pocos milímetros a grandes intrusiones de 0,50 m de anchura y de altura. La deformación hidroplástica de algunos paleocanales está relacionada con la presencia de este tipo de estructura (Foto 51). Se corresponde con el tipo B descrito por LOWE (1975).

- Relaciones

Aunque en teoría existe una gradación entre la deformación hidroplástica, la licuefacción y la fluidificación (Fig. 76), no se distingue una pauta de deformación en los paleocanales descritos. Los tres tipos aparecen aislados o asociados indistintamente: licuefacción con canales de fluidificación, deformación hidroplástica y licuefacción, o bien los tres tipos. En sentido vertical la única rela-

ción clara que existe en algunas ocasiones es que la deformación hidroplástica está originada por la intrusión de arena fluidificada (Foto 51).

- Origen

Desde el punto de vista temporal estas estructuras se muestran en gran parte como coetáneas con el relleno de los paleocanales. Esto se deduce de que gran parte de los cosets afectados por las estructuras de deformación son erosionados por los suprayacentes.

Su origen, desde un punto de vista genético, se ha prestado a muchas interpretaciones y elucubraciones. LOWE (1975) hace una revisión de todas ellas. En el caso concreto de la estratificación cruzada deformada hay que destacar el trabajo de ALLEN y BANKS (1972, Fig. 77 de este texto). Estos autores sugieren que la estratificación cruzada deformada de tipo pliegue recumbente, se formó por la acción de una corriente tractiva sobre un lecho arenoso liquefactado y como resultado de un terremoto. Algunas veces la deformación hidroplástica que presentan los paleocanales de este terciario, es semejante al tipo b de ALLEN y BANKS (1972); pero en general este tipo es escaso, y no puede extrapolarse a partir de un modelo teórico tan concreto, un origen producido por terremotos para toda la estratificación cruzada deformada.

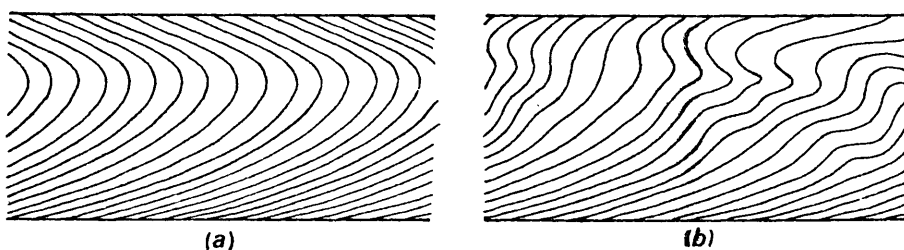


FIGURA 77. Representación esquemática de los dos principales tipos de estratificación cruzada deformada, de origen fluvial. ALLEN y BANKS, 1972.

LOWE (1975) enumera varias causas para que se produzcan estructuras de escape de agua, entre ellas la rápida sedimentación de arena y grava que puede iniciar la consolidación del sedimento inmediatamente subyacente (consolidación de carga). Las aguas que escapan de estos sedimentos pueden deformar a los suprayacentes. El efecto de la consolidación de carga es especialmente profundo cuando la arena es sedimentada rápidamente en un substrato arcilloso no consolidado, ya que la arcilla y el fango pueden contener hasta un 80% de agua. La proporción de la consolidación de carga experimentada por un substrato arcilloso está en relación directa con la proporción y potencia de la arena depositada. El tamaño de grano ejerce una influencia a la resistencia de un sedimento a fluidificarse y licuefactarse. Estas estructuras son mas frecuentes en arenas de tamaño medio a fino.

Según LOWE (1975) los ambientes de sedimentación fluvial donde este tipo de estructura debe ser más frecuente es en áreas adyacentes a canales, como un resultado de la disminución de la velocidad del flujo: point-bars, diques y "arenas proximales de desbordamiento".

Resumiendo las observaciones obtenidas en los paleocanales de la unidad detrítica superior y unidad terminal, el tamaño de grano de las areniscas está generalmente comprendido entre arenas de tamaño medio y fino, lo cual ha facilitado la deformación por pérdida de agua en las primeras etapas de la consolidación. La deformación se produce por igual en cualquier tipo de paleocanal, en lo que respecta a su modelo, y en cualquier etapa de su relleno. La consolidación producida por la carga, sobre los sedimentos arcillosos subyacentes, ha deformado a los sedimentos arenosos suprayacentes a medida que se producía el relleno de los paleocanales.

3.4.- Submedios asociados y algunos aspectos petrológicos

3.4.1.- Las arcillas masivas

En todas las unidades descritas existen niveles de arcillas masivas interestratificadas con los paleocanales. Estas arcillas ocupan el 35% del área cartografiada; y en algunas de las series descritas es la facies predominante, llegando a constituir mas del 80% del total de los materiales descritos en la mayoría de las series estratigráficas.

La composición mineralógica de estas arcillas es conocida para el techo de la unidad detrítica superior y unidad terminal gracias a GARCIA PALACIOS (1974). GARCIA PALACIOS describió dos series estratigráficas ubicadas dentro del área de este trabajo, en Huete y Verdelpino de Huete, además de otras realizadas entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica para el "Paleógeno" y Neógeno. La secuencia mineralógica desde los bordes de la cuenca hacia el centro y desde la base al techo está representado por la transición relativa: caolinita, montmorillonita, sepiolita, atapulgita; a favor del aumento en salinidad.

La relación vertical y lateral de estas arcillas con los paleocanales indica una relación genética con aquellos depósitos. Hay una total ausencia de otros criterios que puedan relacionarlas con un origen lacustre.

La potencia de las arcillas es considerable en relación con el número y espesor de los paleocanales, y aunque en algunos puntos existen depósitos marginales de desbordamiento, estos son escasos en la mayoría de las series estratigráficas.

Según PUIGDEFABREGAS (1977), la desproporción de material fino debe relacionarse más a zonas bajas de conos aluviales que a un proceso de desbordamiento de los propios canales. Tales canales serían más bien es porádicos en el conjunto de la formación y, por lo tan to, fácilmente fosilizables como secuencias unitarias completas.

WOLMAN y LEOPOLD (1957) han observado en llanuras aluviales actuales, que la proporción de depósitos de desbordamiento es muy pequeña, y concluyen que del 80 al 90% puede estar compuesto por depósitos de acreción lateral y el *restante* 10 ó 20%, consistir de depósitos de desbordamiento.

La capacidad de un canal de formar depósitos de acreción vertical es relativamente pequeña en volumen, y es imposible explicar la existencia de los potentes niveles de arcillas como depósitos de desbordamiento. Por lo tanto el origen de estas arcillas debe estar re lacionado con el frente distal de un abanico aluvial. Ahora bien, aunque el mecanismo más típico de sedimentación de arcillas en los abanicos aluviales, al menos los de clima árido y semiárido, son las coladas de fango (mud flow), estas arcillas no han sido deposita das por una corriente densa. En las coladas de fango hay una mezcla de detríticos finos y greusos, incorporan fragmentos vegetales y en la matriz fina pueden contener burbujas de aire que producen una estructura pseudovesicular. SHARP y NOBLES (1953) realizaron estas observaciones en un mud flow que había sido transportado 15 millas, y en el que el tamaño medio de los compo nentes no mostró una disminución regular con la distan cia.

Por todo lo expuesto anteriormente, el origen de estas arcillas no puede ser atribuido a depósitos de desbordamiento en su sentido habitual, sino más bien a grandes y extensas inundaciones de corrientes con carga en suspensión sin que lleguen a constituir coladas de fango. Las únicas interrupciones visibles en estas arcillas se ponen de manifiesto por repentinos cambios de color; y aunque es lógico suponer que en los tramos de cierto espesor la sedimentación no ha sido continua, no he detectado por el momento señales de exposición, como grietas de retracción, restos de raíces o paleosuelos, probablemente debido a que su potencial de preservación era bajo al estar esta cuenca sometida a inundaciones que pueden haber producido un lavado de los sedimentos más superficiales.

3.4.2.- Las arcillas con cristales de yeso

Esta facies aparece en las tres unidades litoestratigráficas. Sin embargo, es en el tercio superior del área estudiada, al techo de la unidad detrítica superior y en la unidad terminal, donde su frecuencia de aparición es mayor. En algunas de las series estratigráficas realizadas en el valle del río Mayor, constituye mas del 50% de los materiales descritos.

Los cristales de yeso, por regla general, son de hábito lenticular; y están presentes como individuos aislados, cuyo tamaño medio oscila entre 3 y 5 mm, o bien formando agregados en rosas, en cuyo caso alcanzan un diámetro de pocos centímetros. En general contienen pocas impurezas y no presentan una variación lateral y

vertical en cuanto a tamaño o hábito.

Los cristales lenticulares de yeso se han citado en las sebkhas costeras (MASSON, 1955; KINSMAN, 1969; KERR y THOMPSON, 1963; SHEARMAN, 1966) y continentales (KINSMAN, 1969; BERTRAND y JELISEJEFF, 1974; PERTHUISOT, 1975a).

En la Laguna Madre existe una gradación en el tamaño y forma de los cristales de yeso con la profundidad (MASSON, 1955). Los cristales lenticulares aparecen a profundidades superiores a los 2 ó 3 pies de la superficie del mud flat. Los cristales de mayor tamaño se encontraron en un banco arenoso en la zona más profunda. La sebkha se alimenta del nivel freático y del agua marina que inunda el mud flat por la acción del viento. El autor atribuye el crecimiento de los cristales en profundidad a dos posibles factores, a un cambio en la litología o a la edad más avanzada de los sedimentos más profundos.

Según KERR y THOMSON (1963) en los mud flats de la Laguna Madre el yeso precipita cuando la salinidad del agua es aproximadamente $3 \frac{1}{3}$ mayor que la del agua del mar. Los cristales de yeso que crecen en la arcilla son limpios porque al crecer han desplazado al sedimento blando.

En las sebkhas continentales, en las que la superficie está próxima al nivel freático (Fig. 78), son frecuentes los cristales lenticulares de yeso como en las sebkhas costeras. También se han observado "agujas" (PERTHUISOT, 1975a).

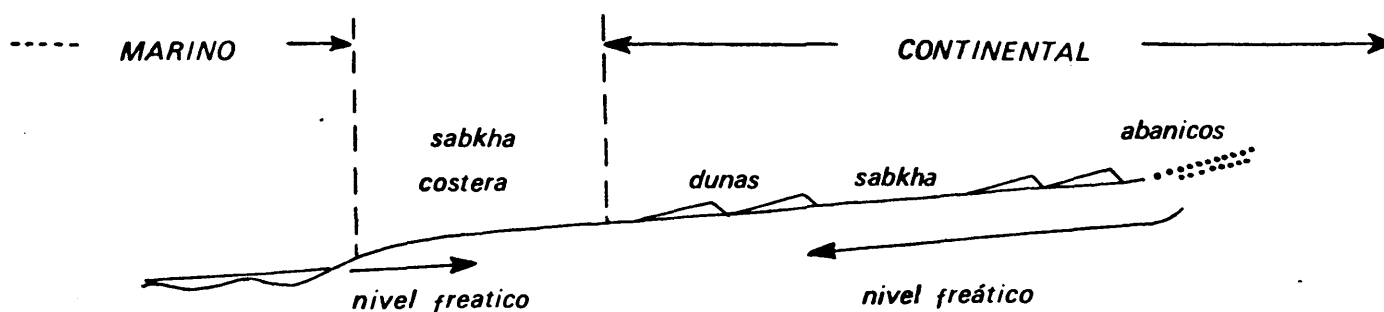


FIGURA 78. Corte esquemático a través de la Trucial Coast. SHEARMAN, 1971

BERTRAND y JELISEJEFF (1974) en el Chott ech Chergui encuentran los cristales lenticulares de yeso en la zona de evaporación capilar, por encima del nivel freático. En las arcillas bañadas por el nivel freático, más yesíferas, los cristales son limpios y presentan formas trapecoidales, prismáticas y tabulares (Fig. 79).

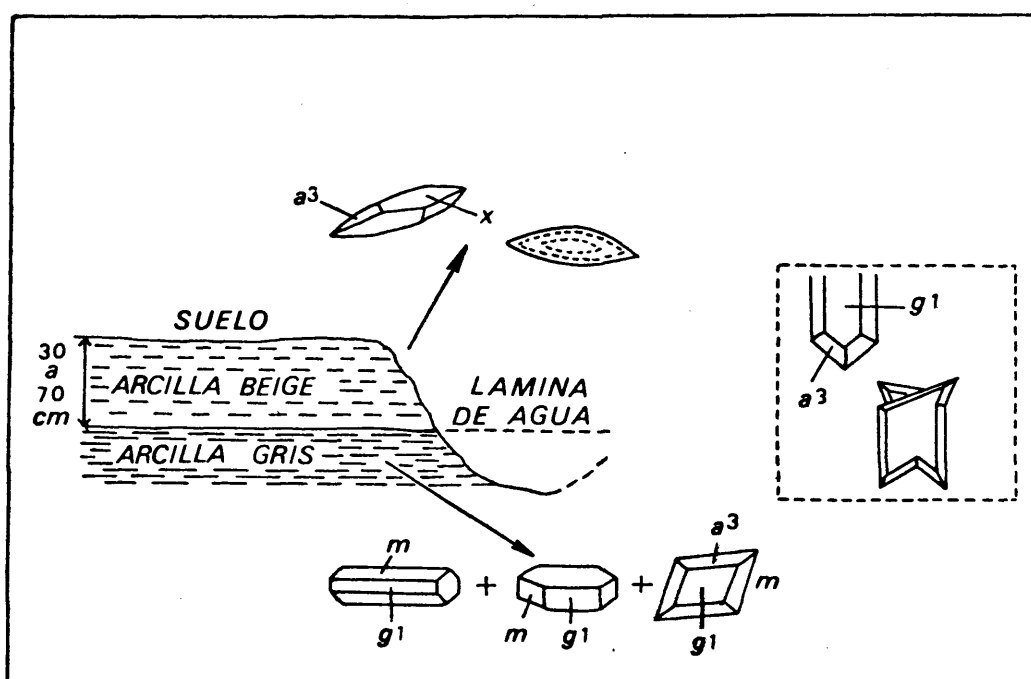


FIGURA 79. Morfología del yeso del Chott ech Chergui. BERTRAND y JELISEJEFF 1974

De los modelos actuales se deduce que para que cristalice el yeso son necesarias grandes concentraciones de sales en el sedimento, y que se producen en una diagéne-sis muy temprana, inmediatamente postsedimentaria.

En los niveles de arcillas con cristales de yeso, de los sedimentos que forman parte del terciario continental que estoy describiendo, no existen diferencias aprecia-en el tamaño de los cristales; esto indica en primer lu-gar que este parámetro no está relacionado con la anti-guedad relativa de los materiales. Cuando estas arcillas están asociadas en su base con niveles de areniscas, es-tas no presentan por lo general, cristales de mayor tama-ño, sino un cemento yesífero macrocópicamente homogéneo. Aunque también existen agregados macrocristalinos en ni-veles de limos o arenas finas.

Los cristales de yeso no siempre aparecen en las ar-cillas que están en contacto con paleocanales cementados por este mineral. Además, en ocasiones están secuencialmen-te relacionados con areniscas sin cemento de yeso por lo que no son dos hechos correlacionables. Por esta razón, que viene apoyada por la existencia de potentes niveles de arcillas con cristales de yeso, totalmente aislados secuencialmente de niveles arenosos, el origen de estos cristales tiene que ser atribuido a un mecanismo diferen-te del de las sebkhas continentales en las que el sulfa-to proviene de las aguas del nivel freático. Estos cris-tales de yeso, al igual que en las sebkhas, se formaron en el interior de un fango hipersalino, pero este fango se ha tenido que sedimentar ya con una alta concentra-ción de sales. Su crecimiento ha tenido que producirse por la evaporación capilar subaérea del contenido en a-gua de este sedimento como indican BERTRAND y JELISEJEFF (1974, figura 79 de este texto).

3.4.3.- El cemento de los paleocanales

Aunque en general el cemento de las areniscas es calcítico, en el valle del Río Mayor, al techo de la unidad detrítica superior y en la unidad terminal, el cemento de las areniscas es yesífero.

Según GARCIA PALACIOS (1974) estos cementos "tanto esparíticos como yesíferos en monocristales", se podrían originar en un proceso postsingenético y prediagenético, es decir "en un primer estado de enterramiento mientras se conservan en el material las mismas condiciones físico-químicas del medio de sedimentación. La presencia de minerales corroídos en sus bordes por carbonatos, es interpretada por MORAVYOV (1970, en GARCIA PALACIOS, o.c.) por cristalización de calcita, en el caso de que los poros estén libres, sin rellenos de lodos carbonatos, y bajo una intensa circulación de aguas activas.

Las aguas activas que cita MORAVYOV (o.c.) y que según GARCIA PALACIOS (1974) son postsingenéticas y prediagenéticas, pueden deberse a la circulación de las aguas penecontemporáneas del nivel freático, sobresaturadas en sales.

3.4.4.- El yeso

La mayor parte de las texturas que presentan los yesos las he nombrado en el texto como: ~~sacaroidea~~, esferulítica y sacaroidea con porfiroblastos. Todas estas texturas son secundarias, debido a que el yeso primario con

la subsidencia y recubrimiento se deshidrata, y es reemplazado por anhidrita a una temperatura mínima de 42°C. Con la elevación tectónica de los materiales o la erosión se produce la transformación final de anhidrita a yeso. Con este proceso las estructuras sedimentarias primarias se destruyen así como las de la anhidrita (MURRAY, 1964).

HOLIDAY (1970) distinguió dos tipos de yeso secundario, el porfiroblástico y el alabastrino. El yeso porfiroblástico es el primero en formarse, y algunas veces en una diagénesis temprana. Los porfiroblastos pueden ser euhedrales, anhedrales, delgados y como agujas o bien gruesos, individuales o formados por un agregado de cristales. El otro tipo es el alabastrino, que así fue nombrado por OGNIBEN (1957). Las variaciones que presenta el yeso alabastrino en su mayor parte son debidas a las diferencias entre las texturas iniciales de hidratación.

HOLIDAY (1970) distinguió dos tipos de yeso alabastrino. Un primer tipo en el que los granos de yeso están pobremente definidos y tienen extinción ondulante o irregular. El segundo tipo está formado por granos bien definidos, anhedrales y equidimensionales, frecuentemente con un diámetro de 50 micras o menor. Ambos tipos son gradacionales.

Los porfiroblastos presentes en los yesos de este terciario continental son fundamentalmente de dos tipos: agregados policristalinos en general de hábito prismático y los de crecimiento esferoidal (SAN MIGUEL ARRIBAS y ORTI CABO, 1973). También aparecen, aunque en menor proporción, cristales individuales de hábito acicular.

El yeso que he descrito como sacaroides se corresponde al tipo alabastrino de HOLIDAY (1970). La textura "sacaroides" proviene de que pertenecen al segundo tipo definido por este autor, los granos se ven a simple vista, a veces alcanzan 1,5 mm de diámetro, y la roca se disgrega muy fácilmente. Los que he descrito como alabastrinos son compactos y no se ven los granos cristalinos.

Además de las texturas descritas anteriormente, existen yesos macrocristalinos dispuestos orientadamente en filas en "forma de césped" (Foto 52), y en "forma de coliflor" (Foto 53). Estos dos tipos de yesos, aunque solo ocasionalmente, están presentes en los afloramientos del valle del río Mayor, en superficies de estratificación sobre yesos sacaroides, areniscas, y a veces formando capas. La clasificación del yeso cristalino ordenado en estos dos tipos fue realizada por RICHTER-BERNUNG (1973). Según HARDIE y EUGSTER (1971) estas texturas son primarias; y en opinión de SCHREIBER et al. (1976) se han formado bajo aguas someras.

Desde el punto de vista paleogeográfico estos yesos se depositaron en playa-lakes; es decir en zonas deprimidas, temporalmente inundables, donde se depositan evaporitas (RUSSELL, 1885, en NEAL, 1975).

3.4.5.- Los nódulos de sílex incluidos en los yesos (Fotos 54 y 55)

Las rocas silíceas que se presentan en nódulos son semejantes a las descritas por BUSTILLO (1976 y 1978) en el sector oriental de la cuenca del Tajo, al W de la Sierra de Altomira. Su origen está relacionado con procesos diagenéticos de sustitución yeso-cuarzo, producido por variaciones de los niveles freáticos y circulación ascendente de las aguas.

Las rocas silíceas que presentan estructura "travertínica" (BUSTILLO, 1976) están formadas por "tubos" (foto 55) que en lámina delgada reflejan la presencia anterior de cristales de yeso, y están emplastados por formas de sílice de mayor tamaño propias de las sustituciones de yesos (cuarzos en mosaico, quartzina y lutecita) en las cuales también se puede advertir la existencia anterior de cristales de yeso. Aunque en principio todo el análisis precedente parece reflejar que se trata de una sustitución normal a partir de una roca yesífera, en opinión de BUSTILLO* no hay que descartar la posibilidad de que exista una influencia orgánica primaria en la constitución de estas estructuras (Foto 56 y 57) ya que se encontrado burrows rellenos de cristales de yeso (FREITET, 1973).

3.4.6.- Ripples de adhesión

Solo existen en un nivel, en una de las series descritas del valle del Río Mayor (nivel 40, serie n° 2). Se

* Departamento de Petrología de la Facultad de Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

trata de sets de pequeña escala aislados en el interior de una matriz de arcilla. Esta facies es de origen eólico y ha sido descrita en ambiente desértico por GLENNIE (1970). Su origen se debe a la sedimentación de la arena eólica sobre una superficie húmeda.

3.4.7.- Los niveles de calizas

En total se han observado 61 láminas delgadas de los niveles de calizas incluidos en las series estratigráficas. El estudio no ha sido exhaustivo desde el punto de vista del número de muestras, ya que solo se ha pretendido una descripción general. Las láminas delgadas han sido examinadas por AYEBENES*.

Las observaciones de campo apenas habían servido para diferenciar algún tipo de facies. En general las calizas son compactas, aunque a veces son oquedosas; grises en superficie y de color crema o blanco en corte fresco. Los niveles de potencias inferiores a los 30 cm no estan, por lo general, estratificados y están formados por una única capa. En ocasiones la estratificación es irregular en cuanto a potencia de las capas y geometría de las superficies de estratificación. A veces se distinguen las laminaciones internas de origen algal y presencia de restos vegetales.

El estudio de las láminas delgadas ha permitido distinguir un conjunto de facies. La interpretación está basada en FREYTET (1973); y la distribución de estas facies dentro de un modelo general puede verse en la figura 80.

* Departamento de Petrología de la Facultad de Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

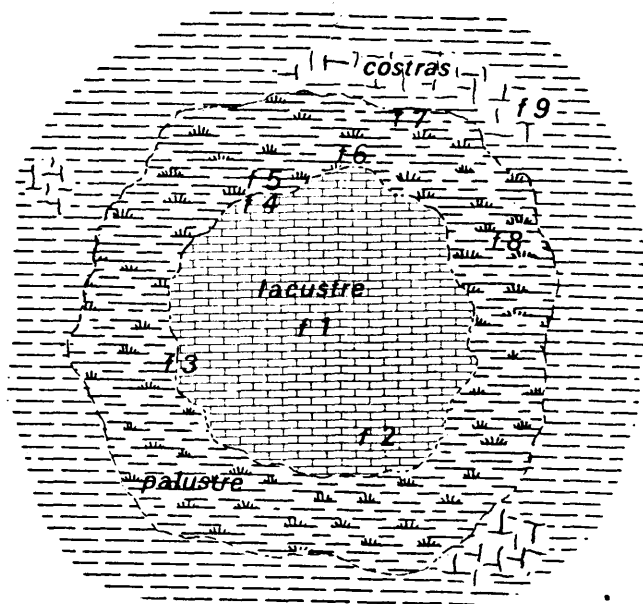


FIGURA 80. Disposición aproximada de las microfácies en un modelo general

Facies 1:

Son micritas con ostrácodos y caráceas, ocasionalmente margosas. Típicas de medio lacustre de escasa profundidad, inferior a los 3-5 m (Foto 58).

Facies 2:

Micritas con ostrácodos alineados. Son lacustres, además indican alguna influencia de corriente en el medio (Foto 59).

Facies 3:

Micritas con láminas estromatolíticas que probablemente representa una facies de borde de lago (Foto 60).

Facies 4:

Micrita grumelar que puede contener ostrácodos y gasterópodos. Representaría la facies de borde del lago o bien un lago de menor desarrollo.

Facies 5:

Micrita con ostrácodos y a veces gasterópodos y caráceas, tiene perforaciones de raíces e indica un ambiente

más bien palustre aunque correspondería a la zona más interna.

Facies 6:

Micrita con intraclastos grandes y algo de cemento yesífero. Esta facies indica también un ambiente palustre pero con condiciones más áridas (Foto 61).

Facies 7:

Micrita con fuertes procesos de edafización, aunque conserva restos de su carácter lacustre. Se corresponde con la zona externa de la orla palustre.

Facies 8:

Dolomicritas y micritas parcialmente dolomitizadas en general tobáceas. Es posible que represente zonas palustres de condiciones más áridas.

Facies 9:

Microesparitas dominantes con "manchas" pseudoesparíticas. Son costras calcáreas con cierto contenido en detríticos.

En resumen las facies 1,2,3 y 4 son lacustres, las facies 5,6,7 y 8 palustres y la facies 9 son costras.

Una facies palustres puede corresponder a la orla externa de un lago, a su fase de colmatación o ser una charca de carácter efímero. Por lo tanto y debido a que de cada nivel solo he recogido una muestra, y que

la información obtenida es parcial, hay que tener presente las tres posibilidades.

En las tres unidades litoestratigráficas están presentes las calizas de facies lacustres o palustres, y en general no existe una agrupación o tendencia definida de las facies con relación a la posición estratigráfica de las muestras estudiadas. Las costras solo están presentes en las muestras estudiadas de la unidad detrítica superior, pero no puede afirmarse que no estén presentes en el resto de las unidades.

GARCIA PALACIOS (1974), en una serie realizada en Verdelpino de Huete, cita en las calizas que coronan la serie ("calizas de los páramos"), estructuras laminares de origen algáceo, semejantes a la facies 3.

En resumen los niveles de calizas y dolomías corresponden por lo general a zonas de encharcamiento de aguas dulces, con facies lacustres y palustres. Las facies palustres pueden estar o no relacionadas espacial y temporalmente con facies lacustres según el desarrollo o estado de evolución del lago.

3.5.- Comparación con otros modelos antiguos

Desde el punto de vista sedimentológico, las rasgos generales que presentan los materiales de este terciario. son la asociación de depósitos fluviales, de gran desarrollo, con evaporitas sin que existan prácticamente depósitos eólicos. Las diferencias con otros modelos continentales antiguos son diversas. Por el momento los modelos mejor conocidos, en cuanto a la relación de los diferentes ambientes, son los de clima árido. Entre ellos he elegido los correspondientes al Rotliegender del NW de Europa (GLENNIE, 1972) y el "Wilkins Peak Member" de la Green River Formation (EUGSTER y HARDIE, 1975). En el modelo elaborado por GLENNIE (1972) para el Rotliegender (Fig. 81) las condiciones climáticas son desérticas o semidesérticas; en él existen los siguientes ambientes: wadis, sabkhas asociadas con lagos desérticos temporales, dunas eólicas y sabkhas interdunares. En el "Wilkins Peak Member" (EUGSTER y HARDIE, 1975, Fig. 82 de este texto) se han descrito abanicos aluviales marginales y depósitos de playa en el centro de la cuenca, alimentados por el nivel freático y manantiales, y que además son los colectores de las aguas de las tormentas.

Sin entrar en detalle en las características de las facies correspondientes a los diferentes ambientes, sino simplemente en su existencia y distribución; las diferencias entre estos dos modelos y el que describo son las siguientes:

- En los modelos del Rotliegender y del "Wilkins Peak Member" no existe una escorrentía superficial bien desarrollada, gran parte de las aguas de lluvia se infiltran y pasan a enriquecer el nivel freático que alimenta las sabkhas o playas. En este terciario continental la

escorrentía principal es superficial, y los paleocanales han tenido un desarrollo longitudinal completo, como corresponde a ríos que han alcanzado su nivel de base; a diferencia de los wadis que son canales de escaso desarrollo porque su alimentación acuosa es corta y discontinua.

- Aunque los cristales lenticulares de yeso se han descrito en sebkhas costeras y continentales, en estos sedimentos terciarios su origen no está relacionado con la difusión de esta sal a partir del nivel freático. En este sentido no utilizaré el término playa lake o sebkha más que en su definición geomorfológica (RUSSELL, 1885; en NEAL, 1975; PERTHUISOT, 1975-b).

- Por el momento no he encontrado grietas de retracción, y los depósitos eólicos están prácticamente ausentes.

La ausencia hasta ahora de criterios de aridez contrasta sin embargo con la existencia de un gran volumen de evaporitas en esta cuenca. La presencia en las arcillas de los cristales de yeso, como ya he discutido anteriormente indica que estas arcillas han sido depositadas por aguas que se han ido concentrando en sales desde el área madre. La presencia de jacintos de compostela y de cuarzos reheredados del Trias en las areniscas de los paleocanales (GARCIA PALACIOS, 1974), ponen de manifiesto que han sido erosionados materiales de esa edad; por lo que la sedimentación de yesos en esta cuenca puede haber estado condicionada por la erosión de los materiales salinos del Keuper.

Desde un punto de vista morfológico, los lagos donde se depositaron estas evaporitas terciarias pueden ser nombrados sebkhas o playa lakes; ya que el término sebkha o

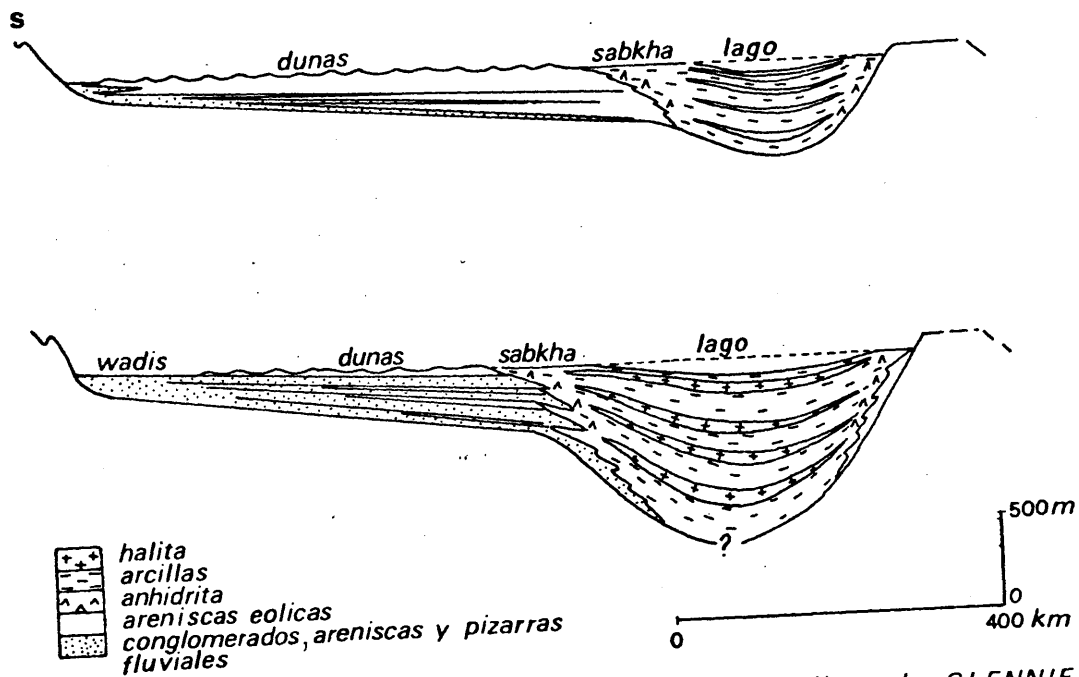


FIGURA 81. Corte conceptual a traves de la cuenca del Rotliegendes. GLENNIE, 1972

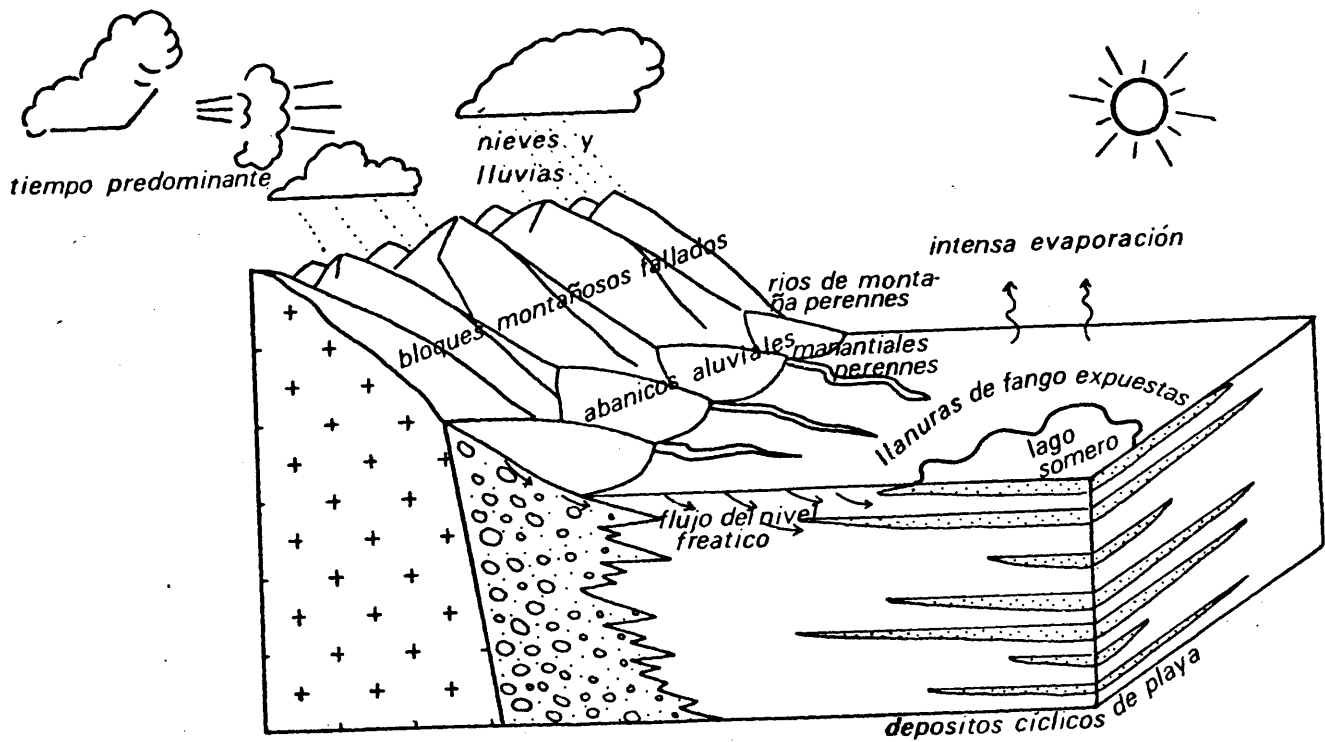


FIGURA 82. Bloque diagrama esquemático mostrando el modelo general supuesto para el "Wilkins Peak Member."

sabkha designa una región plana, generalmente inundable, del cual son sinónimos los nombres: salina, playa, salar, gól, golu, salt lake, sal pan, etc. (PERTHUISOT, 1975-b). Estos lagos (playa lakes) se alimentaron de las aguas residuales de las inundaciones, de los aportes de los canales temporalmente activos, y a partir del nivel freático, de los canales ya rellenados y que tuvieran salida hasta el pie de las zonas inundandas.

4.- BIOESTRATIGRAFIA

4.1.- Introducción y Antecedentes

En 1864, CASIANO DEL PRADO estableció tres divisiones litoestratigráficas para el Terciario de la provincia de Madrid, en la superior dominan las calizas, en la media las arcillas y los yesos, y en la inferior las areniscas y conglomerados. Pero el primer intento de cronoestratigrafía del Terciario continental de la cuenca del Tajo fué llevado a cabo por E. HERNANDEZ PACHECO (1914-c y 1915), basado en las faunas de mamíferos encontrados en la provincia de Madrid y estableciendo una equivalencia con el Mioceno de Castilla la Vieja. La nomenclatura utilizada por HERNANDEZ PACHECO (o.c.) para las unidades cronoestratigráficas estaba tomada de los pisos marinos, Tortoniense, Sarmatiense y Pontense, de acuerdo con la escala aceptada en aquella época.

La mayor parte de los yacimientos de vertebrados, encontrados hasta la fecha en la cuenca del Tajo, son neógenos. Los yacimientos paleógenos son más escasos y están más dispersos geográficamente.

El primer yacimiento de vertebrados que se encontró en el Terciario continental situado al E de la Sierra de Altomira, fué el de la Puebla de Almenara (Cuenca), por CORTAZAR (1875), donde se encontró Hipparion gracile (KAUP sp.).

En fechas más recientes, y gracias a la prospección realizada en el área por la Junta de Energía Nuclear, se encontraron dos yacimientos de vertebrados a los que hay asociados minerales de uranio. Estos yacimientos son los de Córcoles y Loranca del Campo, ambos muy ricos en restos fósiles. Desafortunadamente en el yacimiento de Loranca del Campo, la mayor parte han sido alterados por el mismo proceso de mineralización del uranio (SELLEY, 1977). CRUSAFONT y QUINTERO (1970 y 1971) dieron una edad "Vindoboniense" a estos yacimientos.

En 1973 CRUSAFONT y AGUIRRE describen el yacimiento de "El Arenoso" (Carrascosa del Campo, Cuenca). Este yacimiento apareció en el curso de las obras del acueducto para el trasvase Tajo-Segura. El material que describen estos autores fué recogido en una campaña de excavación realizada en la primavera de 1970. Este yacimiento fue en parte objeto de estudio en mi tesis de licenciatura. Su edad viene indicada por el Issidioromis minor SCHLOSSER que lo sitúa en la biozona del Antoining de THALER (1965).

En el transcurso de la realización de esta tesis doctoral encontré cuatro nuevos yacimientos de vertebrados con escaso material paleontológico pero de gran importancia bioestratigráfica: Alcazar del Rey, Huete 1, Huete 2 y Carrascosa del Campo 2.

Además de estos yacimientos situados dentro del área de este estudio, hice una prospección por zonas próximas en las que se habían citado vertebrados fósiles. Tal es el caso de los yacimientos de La Fuente de la Hontanilla (Tarancón), Almendros y Córcoles. En los yacimientos de la Fuente de la Hontanilla y de Almendros se obtuvieron pocos resultados positivos, en cambio del yacimiento de Córcoles existe en la actualidad una rica colección de micromamíferos, todavía en estudio por NIEVES LOPEZ.

4.2.- Las Edades de Mamíferos

En 1954, CRUSAFONT y VILLALTA, y en 1960-b, CRUSAFONT y TRUYOLS demostraron, a partir de la fauna mastológica hallada hasta la época, que los horizontes litológicos identificados por HERNANDEZ PACHECO (1914-c) y ROYO GOMEZ (1917) no deben considerarse niveles cronológicos, y distinguieron tres niveles bien caracterizados por la fauna de mamíferos con límites diferentes a los horizontes litológicos. El nivel más bajo es el paso Burdigaliense-Vindoboniense, que se corresponde con los yacimientos de Madrid, Hidroeléctrica y Alcalá de Henares; el nivel intermedio abarcaría una edad de Vindoboniense inferior y medio con los yacimientos de San Isidro, Puente de Vallecas y Paracuellos del Jarama; y por último el Pontense, representado por los yacimientos de Cendejas de la Torre-Matillas en la Alcarria y Puebla de Almoradiel en la Mancha. Diferencian además dos unidades dentro del Pontense, una inferior o Villasiense, y otra superior o Pikermiense.

Los términos Burdigaliense, Vindoboniense y Pontense, tomados también de la escala cronoestratigráfica marina, aún son utilizados en la actualidad. La escala cronoestratigráfica marina se ha ido revisando a medida que aumentaba el conocimiento sobre los estratotipos. Sin embargo para el terciario continental ha perdurado una nomenclatura en parte abandonada para el terciario marino. En la actualidad, y a modo de ejemplo, se desconoce a qué periodo de tiempo se está llamando "Burdigaliense", porque faltan correlaciones marino-continetales para el Mioceno basal (AGUIRRE, 1974); el "Vindoboniense" no se utiliza ya en su región tipo (AGUIRRE, 1975), y no se corresponde más que en una ínfima parte con el llamado Vindoboniense en Europa occidental (AGUIRRE, 1974).

CRUSAFONT (1950) subdividió el Pontense en Valle siense y Pikermiense, en base sobre todo a las faunas con Hipparion del Vallés-Penedés. Posteriormente (1965), este mismo autor, admitió la posibilidad de cambiar el término Pikermiense por el de Turolense, sugerido por THALER (1965) para representar el Pontense superior o Pikermien se y la fauna tipo de su biozona 22. Con todo este se introduce por primera vez en Europa una nueva terminología para la cronología del terciario continental. Esta nomenclatura, pronto comenzó a ser utilizada por los paleontólogos europeos pero no así por los estratígrafos.

THALER (1965) propuso una escala biocronológica a partir de zonas de mamíferos que incluye todo el terciario a partir del Eoceno. Esta escala ha sido modificada por MEIN (1975) para el Neógeno, estableciendo más sundivisiones a las biozonas de THALER.

Recientemente, en el Congreso de Munich de 1976 (actas en FALBUSCH, 1976) se ha hecho una subdivisión del Terciario continental europeo, completando las Edades de Mamíferos para cubrir todo el Terciario. La definición de estas unidades biocronológicas fue expresada por EVERDEN et al. (1964; en VANCOUVERING, 1972): con las edades de mamíferos el tiempo geológico está dividido en intervalos definidos por un conjunto característico de fósiles "que representa en su conjunto un capítulo discreto de la historia evolutiva de los mamíferos".

La precisión de edad que se obtiene a partir de los grandes mamíferos es reducida por su escasez relativa, si se compara con los micromamíferos. Pero históricamente los grandes mamíferos fueron utilizados en primer lugar; y su importancia estuvo de sobra justificada por el hecho de haber sido los únicos puntos de apoyo para datar el Terciario

continental, de tal manera que aunque los yacimientos de mamíferos han sido siempre escasos, y a veces muy dispersos regionalmente, han tenido que realizarse extensas correlaciones, desde el punto de vista geográfico, hasta las áreas donde ellos se encontraban para poder datar los terciarios azoicos de zonas muy alejadas.

La experiencia de campo de los especialistas en micromamíferos indica que en general no hay cuencas terciarias continentales azoicas, por lo menos en lo que a micromamíferos se refiere, y ello se debe a la gran cantidad de nichos ecológicos que ellos abarcan. El estado actual de conocimientos sobre los micromamíferos los señala como los fósiles guía mas importantes para la datación de los terciarios continentales, entrando a formar parte de las "Edades de Mamíferos" en más de un 80%.

4.3.- Metodología de campo para la obtención de micromamíferos

En base a la gran utilidad de los micromamíferos para la cronología del terciario continental, he iniciado en el transcurso de esta tesis doctoral una prospección de campo que en los años venideros haré extensiva al resto de la cuenca. También he obtenido una información importante a partir de los grandes mamíferos.

Las facies más favorables para la búsqueda de micromamíferos son las "facies lacustres de ambiente reductor, lignitos y margas verdes, siendo la presencia de gasterópodos un signo favorable. Los cambios laterales de facies, los bordes de cuenca, los depósitos localizados, lentejones o bolsadas, tienen mayor densidad de fósiles" (LOPEZ, 1977). En base a este conocimiento empírico, fruto de la experiencia de campo de los paleontólogos, seleccioné de mis series estratigráficas niveles litológicos con estas características para la recogida de muestras. También recogí muestras de yacimientos de vertebrados ya conocidos, dentro de mi área de estudio y de zonas próximas. En total recogí 780 Kg de muestras de un total de 17 puntos. El lavado-tamizado de estos niveles lo realicé en parte en el laboratorio; pero la mayor parte del proceso se llevó a cabo en una campaña de campo, en la que conté con la dirección y colaboración personal de N. LOPEZ*, especialista en micromamíferos.

La recogida de muestras se realizó en niveles previamente seleccionados por sus facies y posición estratigráfica. De los concentrados obtenidos en el campo, con la ayuda de una mesa tamizadora y una bomba de agua, fueron extraídos a la lupa los restos de micromamíferos que posteriormente han sido clasificados por N. LOPEZ.

* Universidad Autónoma de Madrid.

4.4.- Los yacimientos

4.4.1.- Yacimiento de Alcazar del Rey (Foto 62)

Coordenadas: Latitud 40°03'12" y Longitud 0°53'45".

- Facies

Los fragmentos de huesos están incluidos en una caliza micrítica en la que además hay restos de plantas y de gasterópodos.

Es muy probable que no queden ya restos fósiles in situ, debido a que la capa fosilífera, al techo de la serie de Alcazar del Rey, está prácticamente erosionada.

- Lista faunica

El material recogido corresponde a dos perisodáctilos de diferente talla. De ambos encontré restos de dentición y fragmentos o huesos completos del esqueleto postcranial. El perisodáctilo de pequeña talla tiene la dentición excesivamente desgastada por lo que solo ha podido ser clasificada tentativamente (Foto 64-b).

Palaeotherium castrense NOULET, 1963

Para sinonimias ver en FRANZEN (1968).

Material atribuido a esta especie: un molde externo en caliza del maxilar superior incompleto, P^3-M^3 (izquierdo) y P^3-M^1 (derecho) (Foto 64-a); y un extremo proximal de húmero.

La descripción y medidas del fósil se han obtenido de un molde. A partir de este molde he realizado un dibujo a escala 1:1 (Fig. 83). Las medidas del fósil son por lo tanto aproximadas ya que hay que tener en cuenta la deformación que ha podido sufrir el material en el que se ha realizado el molde.

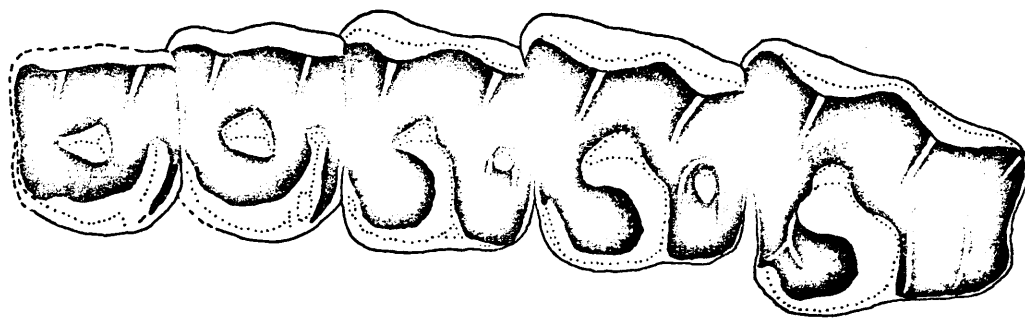
- Descripción del maxilar superior

En los premolares el protocono y el hipocono están unidos entre sí, sin dejar valle central, dando una forma de desgaste en U con el metalofo y el protolofo cerrando una fosa en su interior. La muralla externa es casi recta. P⁴ posee un parastilo algo avanzado. El cíngulo externo no está interrumpido en P⁴, en P³ no es visible. El cíngulo interno está interrumpido distalmente por un pequeño pliegue de esmalte, que se dispone perpendicularmente. Este pequeño pliegue deja aislado el valle que separa al cíngulo del hipocono, siendo el cíngulo bastante elevado distalmente, como indica su forma de desgaste.

Los molares tienen la muralla en forma de W que se va acentuando desde M¹ hasta M³, con mesostilo bastante acentuado en M² y M³. El cíngulo interno aparentemente está ausente en el hipocono.

- Discusión

La especie castrense es la única dentro del género palaeotherium con metalofo y protolofo unidos, con una forma de desgaste en U. La talla del ejemplar del yacimiento de Alcazar del Rey es muy aproximada a la del P. castrense de Robiac (Cuadro 1), coincidiendo además en el resto de



G.- 83. Dibujo obtenido del *Palaeotherium castrense* NOULET a partir de un molde que puede verse en la foto 64 a.

	M3-1		P3	P4	M1	M2	M3	siglas
	L max	L min	L	L	L	L	L - A	
ROBIAC	d 94.2	90.6	27.3	30.5	30.2		37.5	Fly 6535
	s 96.5	92.5	27.0	29.9	30.4		38.8	Fly "
	d 96.8	88.6						" 4706
	d	92.8	30.9	36.1	34.7	36.3	34.6	" 6536
	s 94.4	92.7	29.6	34.2	34.3	36.4	38.0	" "
	d 103.4	95.6						" 4702
AIS ?Molinier	d 105.3	100.4						MlyRo17
	d		24.2	28.6				FTO
	s						39.0	MTO
	s		25.2	27.5				MBAEc403
	d				27.3	30.3	313-330	" 404
	s							" 402
EgerKingen	s				27.9			" 407
	s		26.3					" 412
	s							
Alcazar del Rey	s 910	868		28.0	30.3	32.0	344-392	AR 1

UADRO 4.- Medidas del *P. castrense* en el yacimiento de Alcazar del Rey y en los yacimientos del resto de Europa (FRANZEN, 1968)

los caracteres enunciados por NOULET (1863 en FRANZEN, 1968). Existe en el ejemplar del yacimiento de Alcazar del Rey dos pequeños detalles morfológicos que no existe en las variedades castrense y robiaciense. Se trata del pequeño pliegue de esmalte que en los premolares interrumpe el cíngulo, y la continuidad de la pared externa de la cresta, que une al hipocono y al protocono. Pero estas diferencias no son lo suficientemente significativas para atribuir este ejemplar a otra especie, sin embargo impiden su atribución a alguna de las dos variedades, castrense y robiaciense, distinguidas por NOULET (1863, en FRANZEN, 1968).

- Edad

El Palaeotherium castrense se ha citado en los yacimientos de Castrais y Robiac (FRANZEN, 1968), por lo que pertenece a la biozona de Robiac que se sitúa en el Eoceno medio o Rhenaniense.

4.4.2.- El yacimiento de "El Arenoso" o de Carrascosa del Campo 1 (Fig. 5, Foto 63)

Coordenadas: Latitud 39°0'15" y Longitud 2°44'45".

- Facies

Los fragmentos de vertebrados están englobados en varios niveles de mud flow al techo de la serie del Cerro Arenoso (Foto 65).

- Lista faunica

La primera lista faunica de este yacimiento la dieron CRUSAFONT y AGUIRRE (1973), y la integraban los siguientes vertebrados fósiles:

CHELONIA

algunos fragmentos no identificados

CROCODILIA

dientes aislados y algunos fragmentos insignificantes

MAMMALIA

Rodentia

Issidioromys minor SCHLOSSER

Deltatheridia

(un premolar superior, dos húmeros y otros fragmentos de un gran hienodóntido-"creodonto"-, aún no identificado, quizás nuevo género)

Perissodactyla

Cadurcotherium nouleti ROMAN

cfr. Paraceratherium albigense (ROMAN)

Artiodactyla

Metriootherium sp.

GOLPE (1971) revisó el material del género Metriootherium encontrado en este yacimiento y lo atribuye a la especie duvali.

En mi tesis de licenciatura revisé el Paraceratherium albigense (ROMAN) para lo cual contaba con nuevo material paleontológico recogido en el yacimiento. Este material sobre todo un P³ me permitió cambiar la atribución del fósil y su asignación como Eggysodon osborni (SCHLOSSER) (DIAZ MOLINA, 1974-b). La mayor parte del material paleontológico de este yacimiento pertenece a esta especie, primera cita de un hiracodóntido en España.

- Edad

El Issidioromys minor es exclusivo de la biozona de Antoing, y por lo tanto su presencia caracteriza la edad del yacimiento como Arverniense inferior.

4.4.3.- El yacimiento de Carrascosa del Campo 2 (Foto 66)

Coordenadas: Latitud 40°01'06" y Longitud 0°53'07".

- Facies

Este yacimiento corresponde al nivel 40 de la serie de Carrascosa del Campo. Se trata de una marga de color gris con algún fragmento de conchas de gasterópodos.

- Lista faúnica

Rhodanomys schlosseri DEPERET

- Edad

El Rhodanomys schlosseri aparece en las zonas Mn 0/1; es decir tanto en el Arverniense superior como en el Ageniense inferior.

4.4.4.- El yacimiento de Huete 1

Coordenadas: Latitud 40°11'07" y Longitud 2°42'33".

- Facies

Está situado en el nivel 8 de la serie del Valle del Río Mayor 1, en la unidad "e" del corte III (Fig. 22). Por lo tanto se encuentra en el interior de un paleocanal, formando parte de los cosets de estratificación cruzada.

- Lista faúnica

Caenotherium sp. I

Caenotherium sp. II (talla gracilis)

Rumiante I

Rumiante II

Cocodrilos

- Edad

Esta fauna no es apenas característica. El género caenotherium se encuentra desde el Oligoceno medio hasta el Aragoniense inferior inclusive. El Caenotherium talla gracilis aparece en el Ageniense de S. Gerand (HURZELER, 1936), pero se desconoce su extensión vertical.

4.4.5.- El yacimiento de Huete 2 (Foto 67, Fig. 23)

Coordenadas: Latitud 40°11'09" y Longitud 2°42'33"

- Facies

Se encuentra en el nivel 10 de la serie del Valle del Río Mayor 1, en la base de un coset de estratificación cruzada de gran escala afectado por deformación hidroplástica. Los fragmentos de hueso están incluidos en arena gruesa junto con fragmentos de gasterópodos.

- Lista faúnica

Peridyromis murimus POMEL

Eucricetodon collatus POMEL

Caenotherium sp. I

Rumiante II

Gasterópodos

- Edad

La edad de este yacimiento viene dada por la presencia de E. collatus. Esta especie aparece en las biozonas MN 0 y MN 1, es decir Arvernense superior / Ageniense inferior. La talla de la población de Huete 2 es idéntica a la del Oligoceno superior de Kuttigen (HUGUENEY, 1969) pero presenta caracteres morfológicos algo particulares y evolucionados. Su precisión bioestratigráfica es por ahora menor, ya que cabe la posibilidad de interpretarlo como una forma posterior a la población de Kuttingen. Es la primera vez que se cita esta especie en España.

4.4.6.- El yacimiento de Loranca del Campo (Foto 68)

Coordenadas: Latitud 40°-4'50" y Longitud 0°57'10".

La primera cita de este yacimiento se debe a CRUSAFONT y QUINTERO (1971), quienes comparan los molares de mas todontes de este yacimiento con los encontrados un poco más al N en Córcoles, yacimiento al que atribuyen una edad "Vin^udoboniense". Los nuevos muestreos que se han realizado, han permitido encontrar en este yacimiento una fauna de roedores que permite precisar su edad, bastante más inferior.

- Facies

Este yacimiento está situado aproximadamente al techo de la serie de Loranca del Campo (Fig. 37). No existe afloramientos, y para obtener el material paleontológico es necesario abrir calicatas. El yacimiento ocupa una extensa área bajo un campo de labor, y según el lugar donde se halla abierto la calicata los fósiles aparecen asociados a diferentes litologías, que pueden ser arenas, calizas, arcillas o margas.

- Lista faúnica

Erinaceidae

Heteroxerus cf. vireti BLACK

Peridyromys cf. occitanus BAUDELOT & DE BONIS

Pseudodryomys ibéricus DE BRUIJN

Gliridae indet I

Gliridae indet II

Prearmantomys sp.

Eucricetodon cf. aquitanicus DE BONIS

Lagopsis cf. spirasensis BAUDELLOT
Prolagus sp.
 Caenotherium cf. laticurvatum POMEL
 Rhinocerotidae
 Rumiante I
 Rumiante II
 Mastodontidae
 Amphycyon sp.
 Hemicyon sp.

- Edad

La presencia de Eucricetodon cf. aquitanicus y Lagopsis cf. spirasensis permite situar esta fauna en la zona MN 2b cuya edad es Ageniense superior. El resto de la fauna confirma plenamente esta datación (P. ibericus, P. occitanus, H. vireti), asociándola la del yacimiento frances de Laugnac (DE BONIS, 1970). Esta datación indica además que los Mastodontes aparecen antes en España que en el resto de Europa, donde la primera cita corresponde a la zona MN4a.

4.4.7.- Yacimiento de Almendros

Coordenadas: Latitud 39°52'23" y Longitud 0°50'36".

Con la referencia de SANCHEZ SORIA (1973), sobre un yacimiento situado entre los Km. 71 y 72 de la carretera de Almendros a Puebla de Almenara, en el paraje de Casa del Nevero, he encontrado un nivel fosilífero de margas con fragmentos de gasterópodos que ha proporcionado la siguiente fauna:

- Lista faúnica

Occitanomys cf. adroveri THALER

Parapodemus sp.

La fauna citada por SANCHEZ SORIA (1973) es mas abundante y variada por lo que puede dudarse de que provengan del mismo punto:

Ruscinomys schaubi VILL y CRUS

Parapodemus adroveri CRUS

Anthracomys majori

Talpidos indet.

Gliridos indet.

Galerix indet.

- Edad

Ambas faunas comprenden al Turolense. La primera lista faúnica pertenece a las zonas MN 11 o 12, es decir al Turonense inferior o medio. La lista faúnica del yacimiento descrito por SANCHEZ SORIA (1973) permite precisar la biozona 12, que se corresponde al Turolense medio.

4.5.- Edad de las unidades litoestratigráficas

Todos estos datos paleontológicos, relativamente abundantes tratándose de un terciario continental, han permitido por primera vez, en las cuencas terciarias del Tajo y Guadiana, la datación aproximada de todas las unidades litoestratigráficas. Ello se debe a que los yacimientos están situados hacia la base y el techo de las unidades.

En la figura 84 puede verse la situación de los yacimientos en la escala de Edades de Mamíferos y su situación estratigráfica.

- Unidad detrítica inferior

Su edad está aproximadamente comprendida entre los yacimientos de Alcazar del Rey y Carrascosa del Campo 1. La edad de su base es, al menos, Rhenaniense superior, y la de su techo, al menos, Arverniense inferior. Pero probablemente ambos límites quedan dentro de estas Edades de Mamíferos, por lo tanto su edad comprende desde el Rhenaniense (p.p.) hasta el Arverniense (p.p.).

- Unidad detrítica superior

La edad de su muro está infradatada en base al yacimiento de Carrascosa del Campo 1, y la de su techo está determinada por el yacimiento de Loranca del Campo, cuya edad es Ageniense superior. El yacimiento de Loranca del Campo se puede considerar situado al mismo techo de esta unidad, por lo tanto su edad comprende desde el Arverniense hasta el techo del Ageniense. El yacimiento de Carrascosa del Campo 2 está situado en su mitad inferior, y su edad puede comprender tanto el Arverniense superior como el Ageniense in-

ferior. El yacimiento de Huete 2 confirma que parte de los materiales horizontales que afloran en el Valle del Río Mayor pertenecen a esta unidad.

La unidad detrítica superior, siendo la más potente de todas, se ha sedimentado en un espacio de tiempo relativamente menor que el resto de las unidades.

- Unidad terminal

No existen en este área datos paleontológicos dentro de esta unidad. Su base, con relación al yacimiento de Loranca del Campo, puede considerarse Orleaniense inferior. El yacimiento de Almendros, fuera de la zona de trabajo de esta tesis doctoral, se encuentra situado por debajo del nivel de colmatación de la cuenca del Tajo, aproximadamente unos 40 metros.

Sin embargo se puede inferir la edad del techo de esta unidad en base a los datos existentes en otras cuencas terciarias. En la cuenca de Teruel, VAN DER WEERD (1976) y ADROVER, MEIN y MOISSENET (1977), señalan varias faunas del Plioceno medio a techo de la secuencia calcárea, bajo los sedimentos detríticos de Perales-Sarrión. Por otra parte, una fauna de esta edad ha sido encontrada a techo de las "calizas del Júcar" en la Gineta (Albacete) por N. LOPEZ y J. MICHAUX (ver AGUIRRE et al., 1976). Por lo tanto se puede extrapolar una edad Plioceno medio para la colmatación de esta cuenca terciaria.

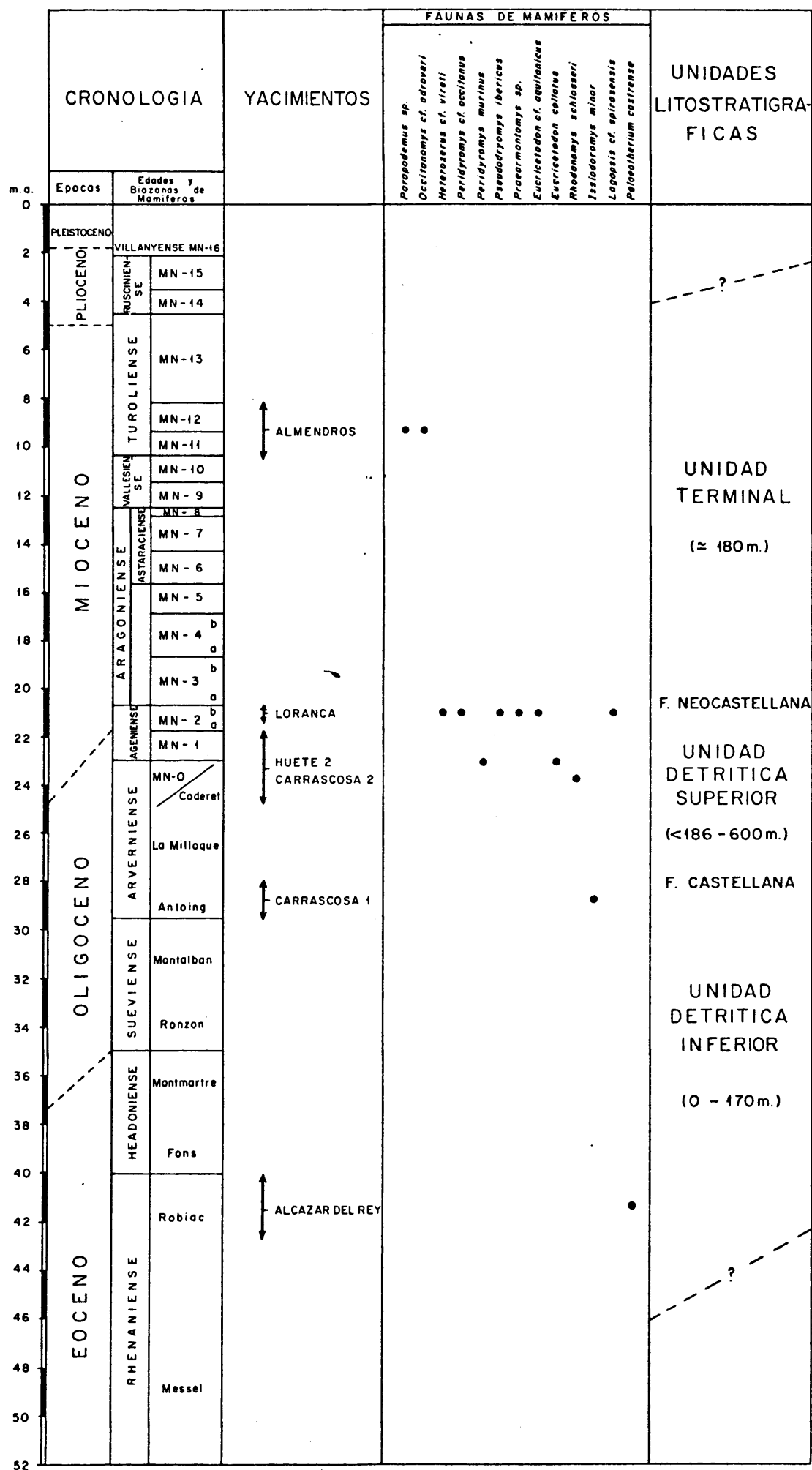


FIG.- 84. SITUACION DE LOS YACIMIENTOS EN UNA ESCALA DE REFERENCIA Y DATACION DE LAS UNIDADES.

5.- ANALISIS DE LA CUENCA

5.- ANÁLISIS DE LA CUENCA

5.1.- Análisis de las paleocorrientes (Fig. 85)

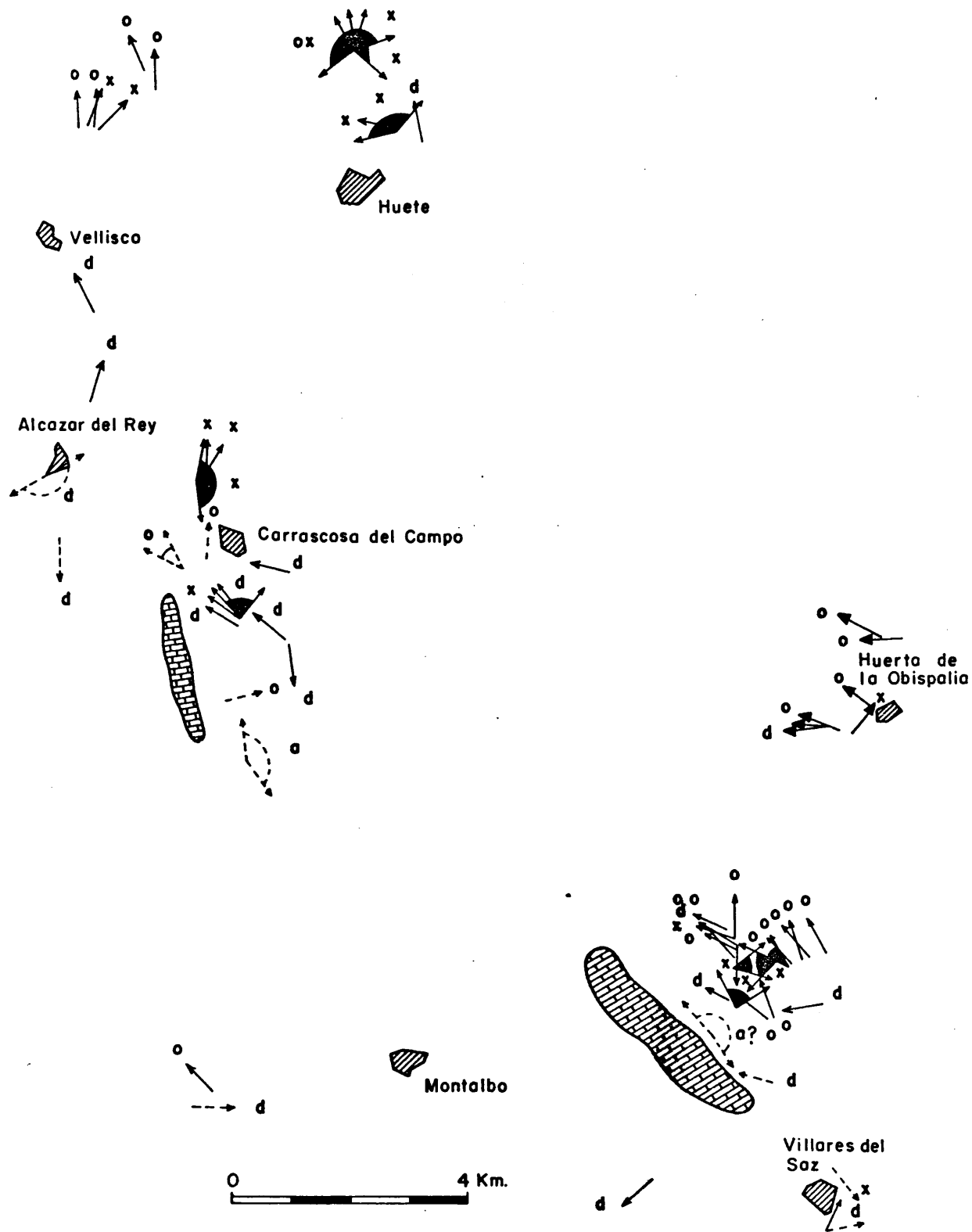
Aunque desde un punto de vista estadístico todos los datos de medidas de paleocorrientes son útiles, yo he preferido tener en cuenta el modelo sedimentológico del paleocanal en el que han sido tomadas. Por esta razón la mayor parte de las medidas de paleocorrientes las he obtenido en los paleocanales que pertenecen a las series descritas y sobre los que he realizado el análisis de facies. Esta precaución me ha permitido conocer en gran parte la causa de los datos aparentemente anómalos, en contradicción con la pauta general.

Todas las medidas obtenidas de paleocorrientes están representadas en la figura 85. En la figura 86 puede verse la tendencia general inferida de ellas para la unidad detrítica superior y la unidad terminal.

- Unidad detrítica inferior

Los datos que he obtenido de esta unidad son escasos debido sobre todo al tipo de afloramientos. Además de escasos presentan una gran dispersión de valores.

En esta unidad existen depósitos de abanicos aluviales y paleocanales. Los depósitos de abanicos aluviales representan aportes de un área madre próxima situada al W, y los canales sentidos de paleocorriente hacia el N o el S con diferencias de hasta 180°. Esta disposición de los canales con respecto a los abanicos es frecuente ya que pueden estar dispuestos unos perpendicularmente con respecto a los otros (ALLEN, 1965). Sin embargo no existe de momento una



MAPA DE PALEOCORRIENTES









-  Afloramientos mesozoicos
-  Paleocorrientes medidas en la unidad detritica inferior.
-  Paleocorrientes medidas en la unidad detritica superior.
-  Paleocorrientes medidas en la unidad terminal
-  a, Abanico aluvial
-  o, Rio de baja sinuosidad
-  x, Rio de alta sinuosidad
-  d, Se desconoce el modelo

FIGURA 85

explicación para las direcciones completamente contrarias de los paleocanales, ni desde el punto de vista geográfico, ni estratigráfico (ya que no se trata de una variación en sentido vertical).

Por todo ello es evidente que es necesario un estudio regional mas amplio de esta unidad para obtener unas pautas generales. No obstante, aunque escasas, hay pruebas de aportes próximos del W y claras direcciones, medidas en paleocanales de baja sinuosidad, al N y al S.

- Unidad detrítica superior

La mayor parte de los datos representados de paleocorrientes en la figura 85 corresponden a esta unidad. En ella son muy claras las diferencias en las pautas de los ríos de alta y de baja sinuosidad. Desde un punto de vista práctico basta con utilizar la información obtenida a partir de los ríos de baja sinuosidad, ellos muestran una tendencia general hacia el N y NW, y aproximadamente paralela a la dirección de los ejes de los anticlinales formados por los materiales de edad mesozoica.

Los ríos de baja sinuosidad no presentan apenas dispersión en los valores de sus paleocorrientes, los de alta sinuosidad pueden presentar una gran dispersión o no, dependiendo de la sección que presente el afloramiento con respecto al arco del meandro.

- Unidad terminal

Esta unidad, en facies detríticas con paleocanales, es tá restringida al borde E del área objeto de este estudio. Sus paleocorrientes tienen direcciones prácticamente E-W con sentido al W (Figs. 85 y 36).

FIGURA 86.- Resultantes de las medidas de las paleocorrientes dentro del contexto regional.

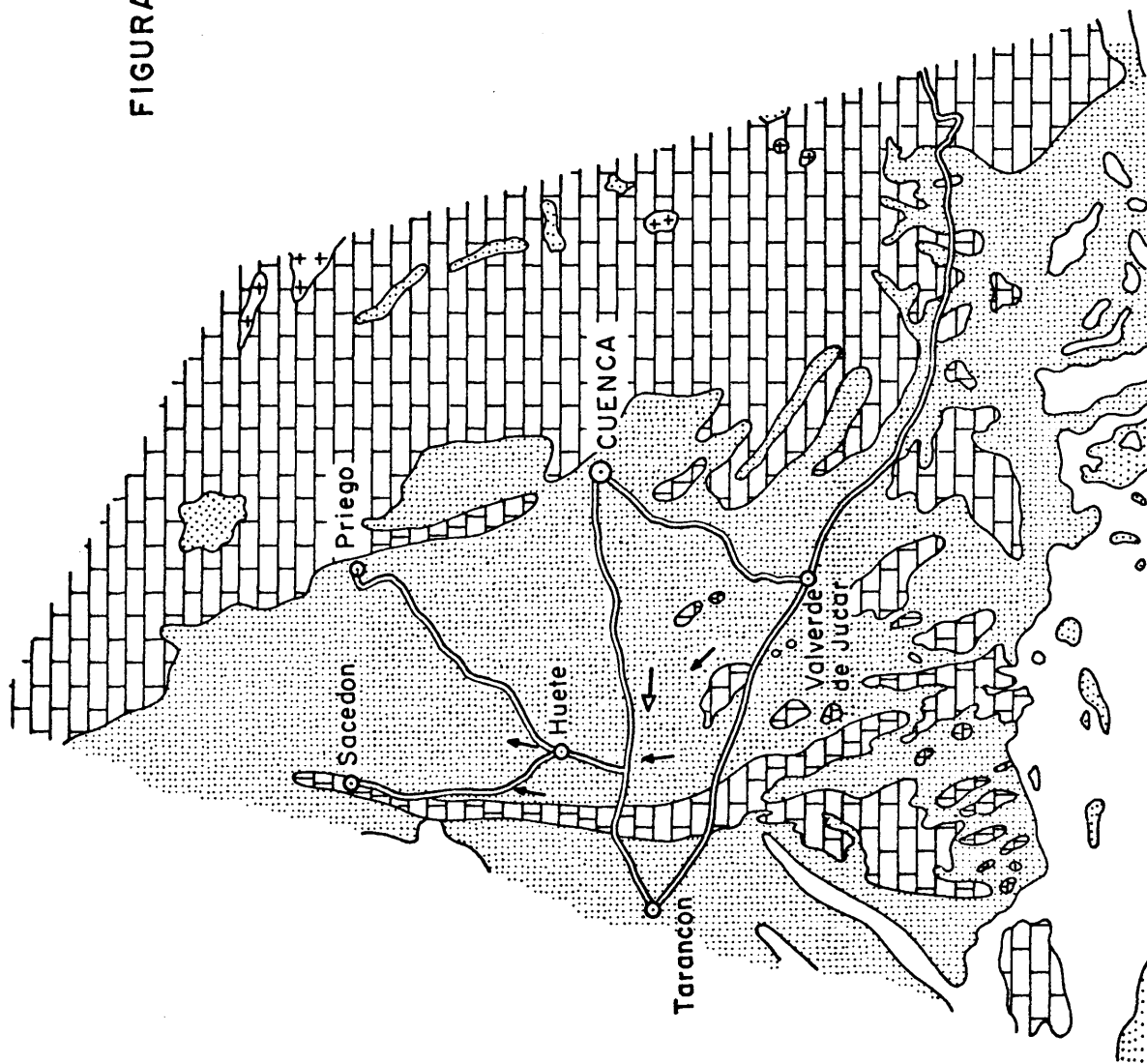
→ Unidad detrítica superior
 → Unidad terminal

++ Paleozoico, r. metamórficas y plutónicas

Mesozoico

Terciario

Cuaternario



En resumen la unidad detrítica inferior no tiene una pauta clara en las direcciones de paleocorrientes, pero es evidente que hay aportes del W, S y N. El resto de las unidades sin embargo solo manifiestan aportes del S, SE y E. Como conclusión inmediata de estos datos se deduce que la influencia de los marcos montañosos ha ido variando a lo largo del tiempo. El hecho de existir paleocanales paralelos a los ejes de los anticlinales evidencia el carácter de umbral de estas estructuras, formadas por materiales mesozoicos, durante la sedimentación del terciario. Este hecho se ve confirmado en otros rasgos de la sedimentación como son los acúñamientos de las unidades hacia las sierras mesozoicas y la distribución general de las diferentes litologías. En la unidad detrítica superior se detecta un cambio lateral, hacia el área madre, de canales de alta a baja sinuosidad.

La unidad terminal tiene un claro original del E, no solo por las paleocorrientes medidas sino sobre todo por su evolución en este sentido a facies muy groseras, de conglomerados, fuera de este área.

5.2.- Tectónica y sedimentación

Los materiales terciarios de este área de estudio es tán claramente afectados por varias fases de plegamiento, pero no es mi intención hacer un análisis estructural si no solamente aportar una serie de datos que son importantes desde el punto de vista regional.

La unidad detrítica inferior se apoya en aparente concordancia sobre la unidad basal. En el cierre periclinal S del anticlinal de Carrascosa del Campo, existe una pequeña discordancia angular entre ambas unidades, que se detecta cartográficamente. En el resto de los afloramientos, por ser la composición de la unidad basal fundamentalmente de arcillas masivas, no existe control estratigráfico sobre la posible existencia de esta discordancia.

En cambio entre la unidad detrítica inferior y la unidad detrítica superior, así como entre esta última y la unidad terminal existen dos claras discordancias que en es ta zona se datan por primera vez en la cuenca del Tajo. Es tas dos discordancias, una de ellas intraoligocena y otra intramiocena (ver la Fig. 84), están separadas aproximada mente por un intervalo de 6 millones de años que es el que corresponde a la sedimentación de la unidad detrítica superior. La discordancia intraoligocena se ha atribuído a una fase de plegamiento llamada Castellana por PEREZ GONZALEZ et al. (1971); y la discordancia intramiocena a otra fase de plegamiento llamada Neocastellana por AGUIRRE et al. (1976). La nueva nomenclatura se ha adoptado por la dificul tad de hacer corresponder ambas fases de plegamiento a las fases de STILLE.

En un principio se supuso (DIAZ MOLINA, 1974-a; AGUIRRE et al., 1976) que la fase Neocastellana era equivalente en posición temporal a la fase Staírica, pero la nueva datación del yacimiento de Loranca del Campo en base a los micromamíferos, ha modificado la posible correlación temporal de ambos eventos con los datos que se poseen en la actualidad.

Los relieves mesozoicos han jugado un papel de umbrales durante la sedimentación de la unidad detrítica inferior y de la unidad terminal, como ya he comentado en ocasiones anteriores. Pero es en la unidad detrítica superior, cuyos afloramientos son lo suficientemente extensos, en la que además la presencia de estos umbrales queda reflejada en la distribución de las facies sedimentarias. Los anticlinales de Carrascosa del Campo y de Zafra de Záncara separan facies más detríticas en sus flancos E y menos detríticas en sus flancos W.

Las características sedimentológicas de los paleocanales en la unidad detrítica superior no presentan variaciones en sentido vertical, que indiquen una evolución en la pendiente de la cuenca. Esto podría manifestarse por ejemplo en una variación en sentido vertical de canales de alta a baja sinuosidad. Por lo tanto los movimientos relativos entre la cuenca y el área madre han sido semejantes a lo largo de toda su sedimentación.

Desde un punto de vista histórico, estos materiales terciarios manifiestan tres etapas condicionadas por los movimientos tectónicos. Estos movimientos tectónicos no solo han diferenciado en el tiempo unidades litoestratigráficas, asimilables a unidades estructurales, sino que además en base a la diferente evolución temporal de las áreas madres, ha determinado las diferencias litológicas entre ellas.

5.3.- Análisis secuencial

- Unidad detrítica inferior

Las observaciones realizadas sobre esta unidad, y los datos que de ella existen hasta el momento, no son suficientes para hacer una interpretación secuencial. En esta unidad no hay una clara evolución vertical, que unida a las aparentes contradicciones que muestran las medidas de paleocorrientes, impiden la obtención de un modelo general. Para ello hubiese sido necesario abarcar una extensión geográfica mas amplia que hubiera proporcionado una mayor información de esta cuenca de sedimentación.

- Unidad detrítica superior y unidad terminal (Fig. 87)

En estas unidades existe una clara evolución secuencial en sentido vertical y lateral.

Para resumir los términos litológicos presentes voy a englobar las margas yesíferas y los yesos bajo la denominación de facies de playa-lake.

Comenzando por la unidad detrítica superior, y de muro a techo, se identifica en primer lugar una unidad secuencial A_1 . Esta unidad secuencial está formada por arcillas en la base y areniscas (paleocanales) al techo. El orden secuencial, en una llanura fluvial, debería ser el inverso, pero en este caso dadas las características del modelo de sedimentación las arcillas son la base de la secuencia. Para ello me he basado en las observaciones de campo y trabajos experimentales de SCHUMM (1977), quien ha observado en los frentes distales de abanicos húmedos que el encajamiento de los canales es inmediatamente posterior a las

inundaciones, a partir de las cuales se sedimentan las arcillas. Esta secuencia es equivalente lateralmente al tipo A_2 , formada por arcillas en la base y calizas al techo. Considero que las calizas y las areniscas ocupan una misma posición secuencial porque los ríos y los fenómenos de encharcamiento son coetáneos sobre la llanura de inundación y se alternan espacialmente. Paradojicamente la secuencia A_1 es coarsening upward y la A_2 fining upward. Estos dos tipos de secuencias, A_1 y A_2 , constituyen, casi exclusivamente, las series de Zafra de Zánchara 1 y 2, Carrascosa del Campo, La Serrezuela, Hito, Fuente Leona, Loranca del Campo, Fuente de La Lobera y Vellisca 2.

En sentido vertical las secuencias de tipo A_1 y A_2 se transforman en un tipo B_1 , formada por arcillas con cristales de yeso en la base y paleocanales con cemento de yeso al techo. A continuación desaparecen los paleocanales y un nuevo tipo de secuencia (C) está ahora formada por arcillas con cristales de yeso y yesos. Por último predomina una sucesión de facies de playa-lake (tipo D).

En la unidad terminal, en sentido lateral y en una sección E-W está presente la misma evolución secuencial que existe en la unidad detrítica superior. En esta unidad, las facies de tipo A progradan de E a W sobre el resto. Al techo pueden aparecer una o dos secuencias, de arcillas, margas y calizas, que forman los niveles mas altos de los páramos (calizas de los páramos) y que constituyen una interrupción importante en el tipo de sedimentación.

En general los paleocanales de estas unidades no construyen lóbulos deposicionales, pero existen algunas excepciones en las que sobre las arcillas, de las secuencias de tipo A_1 o B, se pasa gradualmente a sedimentos limosos, y sobre estos a su vez se encuentran las cicatrices de los

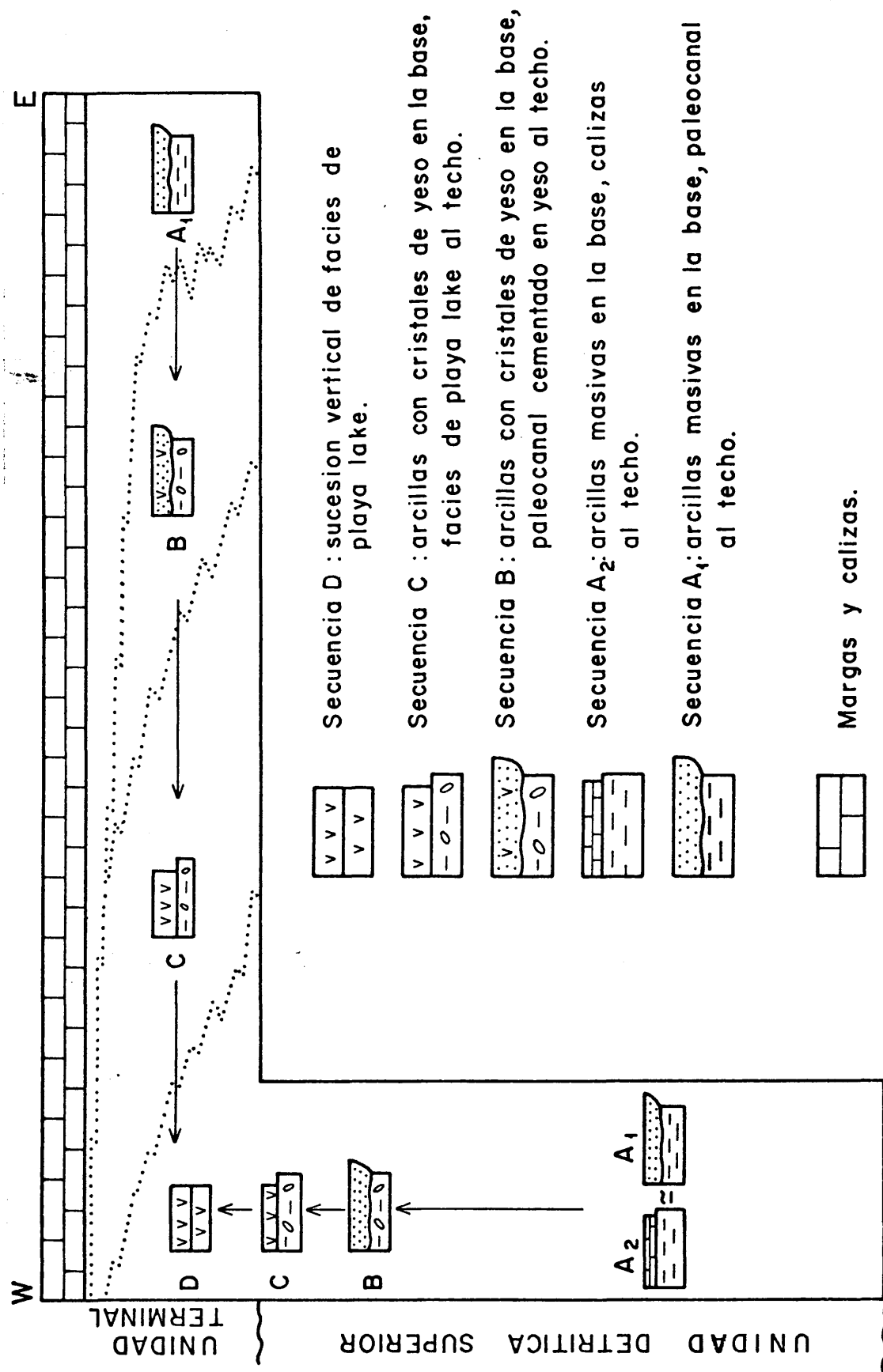


FIGURA 87.- Evolución secuencial de la unidad detrítica superior y la unidad terminal.

paleocanales. Estas secuencias pueden ser interpretadas como de canales progradantes (p.e. los niveles 33,34 y 35 de la serie de Casacenilla del Valle).

5.4.- Modelo general de sedimentación

- Introducción

Al margen de los niveles detríticos que he descrito como depósitos de abanicos aluviales, el resto de los sedimentos detríticos de las tres unidades litoestratigráficas: areniscas que rellenan los paleocanales y arcillas, pertenecen a su vez a un modelo de frente distal de abanicos aluviales húmedos.

Existen muy pocos modelos antiguos interpretados como frentes distales de abanicos húmedos; entre ellos el miembro Salt Wash de la formación morrison (SCHUMM, 1977), que anteriormente había sido interpretado por MULLENS y FREMAN (1957) como depositado por un sistema de canales distribuidores; la proporción de cuerpos arenosos con relación a las arcillas es algo menor en ese modelo que en las series descritas en este texto. El estudio del Salt Wash Member se realizó por la presencia de yacimientos de uranio y de vanadio cerca del centro del abanico. Los yacimientos de uranio son frecuentes en los abanicos aluviales húmedos y también están presentes en este terciario de la "depresión intermedia" asociado a yacimientos de vertebrados.

SCHUMM (1977) describió la Riverine Plain, en Australia, como los depósitos más distales de un abanico húmedo, que está formado en una tercera parte por canales fluviales y el resto son sedimentos muy finos.

- El modelo de sedimentación

Sintetizando todos los datos que he presentado hasta el momento, puede reconstruirse el funcionamiento del modelo sedimentario de este terciario continental, con la siguiente secuencia de eventos:

- 1) Las arcillas son la base de la secuencia sedimentaria y se depositaron por inundaciones de carácter catastrófico.
- 2) A consecuencia de las inundaciones se produce la excavación de los canales (SCHUMM, 1977), que en un principio solo transportarían los materiales erosionados de su lecho y márgenes, y el sedimento mantenido en suspensión por las aguas de inundación.
- 3) A continuación, e inmediatamente, se produce el backfilling de la mayor parte de los paleocanales. Esto se deduce de las siguientes características observadas:
 - a) Ausencia casi absoluta de lóbulos deposicionales al frente de los paleocanales, y que indicarían un funcionamiento más o menos prolongado antes de su relleno.
 - b) El backfilling ha sido en ocasiones tan rápido que se ha producido en una sola etapa, o bien no ha dejado desarrollarse un encajamiento de canales en los ríos con tendencia a una configuración de tipo braided.
 - c) Por último las estructuras de escape de agua, que presentan las areniscas que rellenan los paleocanales, manifiestan la existencia de un substrato todavía empapado en agua cuando se realizaba el relleno.

- 4) En las llanuras arcillosas después de las inundaciones, y en sus zonas más distales, cristalizarían los cristales de yeso por evaporación capilar.
- 5) Una vez producido el relleno de los paleocanales, las aguas del nivel freático cementan las arenas, en primer lugar con calcita y a continuación, en sentido distal, con yeso.
- 6) Las aguas del nivel freático se sumarían a las residuales de las inundaciones y canales más permanentes en los playa-lake, en los que en los periodos de tiempo secos se irían depositando las sales.

La presencia de canales más importantes, en cuanto a dimensiones y permanencia, en el sector de Huete, puede interpretarse como una proximidad al eje de la cuenca, en el que pudieran existir canales más perennes dentro del sistema distribuidor. Estos canales cuya evolución longitudinal se desconoce, ya que se sale del marco geográfico de esta tesis doctoral, puede haber construido lóbulos deposicionales importantes. Es frecuente en los sistemas de canales distribuidores que no funcionen todos los canales al mismo tiempo, salvo en las crecidas (SCHUMM, 1968-a).

Las margas y calizas lacustres y palustres que colmatan esta cuenca indican un cambio en las condiciones de sedimentación, producido seguramente por una tranquilidad tectónica, opinión que comparto con GARCIA PALACIOS (1974).

27

6.- CONCLUSIONES

6.1.- Conclusiones litoestratigráficas y regionales

En los materiales terciarios de la "depresión intermedia", y en el borde E de la Sierra de Altomira, sobre las arcillas y yesos de la unidad basal existen tres unidades litoestratigráficas, detrítica inferior, detrítica superior y terminal, con categoría de formaciones. Estas unidades son claramente identificables por criterios litológicos o estructurales. Solamente hacia el interior de la cuenca el límite entre la unidad detrítica superior y la unidad terminal no puede ser establecido más que de una forma convencional.

La unidad detrítica inferior tiene potencias comprendidas entre los 0 y 170 m. Litológicamente está formada por niveles de conglomerados, gravas, areniscas, arenas, arcillas con cristales de yeso, margas, calizas y yesos. En el anticlinal de Carrascosa del Campo es reactiva sobre la unidad basal y en el cierre periclinal S de dicho anticlinal, se apoya con una ligera discordancia angular sobre aquella unidad.

La unidad detrítica superior tiene espesores muy variables, desde menos de 186 m hasta algo más de 600 m de potencia. Su base es reactiva pero se va haciendo expansiva y se apoya en discordancia angular sobre la unidad subyacente, la unidad basal y el Cretácico marino. Las litologías que están presentes en esta unidad son: areniscas, arcillas, arcillas con cristales de yeso, margas y calizas. Las areniscas y las arcillas son los términos litológicos dominantes en las series de Vellisca 2, Carrascosa del Campo, la Fuente de la Lobera, Fuente Leona y Zafra de Zánchara 1 y 2. En sentido lateral pueden pasar a una alternancia de arcillas y calizas, como ocurre sobre todo en la serie de Hito, o bien a arcillas con cristales de yeso y yesos, que pueden contener nódulos de sílex. En las series del Valle del río

Mayor se observa su paso vertical a las evaporitas, a partir de una repetición vertical de secuencias formadas por arcillas y paleocanales y que evolucionan en primer lugar a una alternancia de arcillas con cristales de yeso y paleocanales con cemento de yeso, a continuación a arcillas con cristales de yeso y yesos, que finalmente se convierten en una sucesión de niveles de yeso. De acuerdo con la ley de Walter este tipo de evolución vertical indica también como se realiza el paso lateral a las evaporitas.

La unidad terminal tiene una potencia aproximada de 180 m. Su límite con la unidad detrítica inferior está definido en las zonas de borde, por la presencia de una discordancia progresiva. Las litologías dominantes son los yesos y las arcillas con cristales de yeso, además de areniscas, limolitas, arcillas, margas yesíferas y calizas. Hacia el E cambia de litología, predominan las arcillas y los paleocanales, y muestra una convergencia de facies con la unidad subyacente. La misma evolución secuencial que se produce verticalmente en la unidad detrítica superior, se realiza lateralmente en esta unidad en un sentido E-W. En esta unidad las facies del tipo A₁ progradan de E a W sobre el resto. En el techo pueden aparecer una o dos secuencias de arcillas, margas y calizas (calizas de los páramos).

La unidad detrítica inferior no presenta una pauta clara en las direcciones de paleocorrientes ya que hay direcciones que marcan un área madre del W, N y S. Por lo tanto es necesario un estudio regional mas amplio para poder explicar estas aparentes contradicciones. En la unidad detrítica superior las paleocorrientes indican aportes del S y SE. La unidad terminal tiene paleocorrientes con una dirección E-W y su área madre es claramente la Cordillera Ibérica.

Los relieves formados por materiales mesozoicos han jugado un papel de umbrales durante la sedimentación de la unidad detrítica inferior y la unidad detrítica superior. En la unidad detrítica superior este hecho queda reflejado en la distribución de las facies sedimentarias.

Estos materiales terciarios, desde un punto de vista histórico, manifiestan tres etapas de sedimentación separadas entre si por dos fases tectónicas, la Castellana y la Neocastellana.

6.2.- Conclusiones bioestratigráficas

La sucesión de faunas encontradas ha permitido la datación aproximada de las unidades litoestratigráficas.

Las faunas de los yacimientos de Alcazar del Rey y de Carrascosa del Campo 1, caracterizan respectivamente el Eoceno medio o Rhenaniense y el Arvernien^{se} inferior.

Los yacimientos de Carrascosa del Campo 2 y Huete 2 tienen una edad Arveniense superior-Ageniense inferior.

El yacimiento de Loranca del Campo tiene una edad Ageniense superior y el yacimiento de Almendros Turoliese medio.

Con estos yacimientos se cita por primera vez en la cuenca del Tajo ^{el} Rhenaniense, el Arvernien^{se} superior-Agenien^{se} inferior y el Ageniense superior.

La edad de la unidad detrítica inferior, en base a los yacimientos de Alcazar del Rey y Carrascosa del Campo 1 comprende desde el Rhenaniense (p.p.) hasta el Arvernien^{se} (p.p.).

La unidad detrítica superior abarca desde el Arvernien^{se} hasta el techo del Ageniense.

La unidad terminal, en base al yacimiento de Loranca del Campo situado al techo de la unidad subyacente, tiene una edad que comprendería desde el Orleaniense inferior hasta el Plioceno medio. La edad de su techo está inferida

de los datos paleontológicos existentes en otras cuencas terciarias.

La fase de plegamiento Castellana es intra-Arverniense, probablemente post-Arverniense inferior, y la fase de plegamiento Neocastellana es post-Ageniense superior.

6.3.- Conclusiones sobre los medios sedimentarios

En la unidad detrítica inferior he identificado depósitos de abanicos aluviales y canales rectos, meandriformes y braided. Los depósitos relacionados con abanicos aluviales indican aportes de un área madre próxima, la Sierra de Altomira. En dirección perpendicular a los abanicos aparece un sistema de paleocanales de sinuosidad variable, aproximadamente perpendiculares a aquellos.

Dentro de la unidad detrítica superior hay tres sectores, desde el punto de vista geográfico, que se diferencian por la profundidad de los paleocanales y predominio de los diferentes modelos. El primero de ellos situado al N, con paleocanales de tipo braided, meandriformes o bien participando de los dos modelos en sentido vertical. Otro sector es el que corresponde a la situación de las series de Vellisca, la Fuente de la Lobera, Loranca del Campo, Fuente Leona, Carrascosa del Campo y Zafra de Záncara 1, en las que predominan los canales de alta sinuosidad, menos potentes que los del sector de Huete y por regla general mas efímeros. El tercer sector es el que corresponde a la ubicación de la serie de Zafra de Záncara 2, con paleocanales todavía meandriformes pero con una más elevada proporción de paleocanales de tipo braided. Este último sector es el más próximo al área madre para esta unidad.

En la unidad terminal la cementación por yesos ha oscurecido las estructuras deposicionales permitiendo solo en algunos casos la realización del análisis de facies. De este modo, en las series de Pineda y de Huerta de la Obispaña he podido distinguir paleocanales de todos los modelos conocidos para sistemas de un solo canal. Presenta por lo tanto características muy semejantes a la unidad detrítica superior.

Un rápido backfilling puede condicionar la ausencia de un registro sedimentológico típico de un modelo braided, al impedir la existencia de etapas de encajamiento de canales.

Las discordancias internas o superficies de reactivación que existen en las secuencias de point-bar en algunos de los afloramientos descritos, son producidas por la migración horizontal, lateral y aguas abajo, de los meandros.

En secciones longitudinales a los arcos de meandro la geometría de las unidades deposicionales de los point-bars puede ser marcadamente convexa.

Las secuencias de tipo decreciente que rellenan algunos paleocanales, no deben ser atribuidas a depósitos de point-bar más que en términos de probabilidad, cuando no existan otros criterios.

Las estructuras de escape de agua están presentes en las areniscas que rellenan los paleocanales en cualquiera de las unidades, aunque predominan en la unidad detrítica superior y en la unidad terminal. Estas estructuras son de tres tipos: deformación hidroplástica, licuefacción y fluidificación. Son coetáneas con el relleno de los paleocanales y seguramente su formación ha estado favorecida por el tamaño de grano, de medio a fino, de las areniscas.

6.4.- Modelo general de sedimentación

Al margen de los niveles detríticos que he descrito como depósitos de abanicos aluviales, el resto de los sedimentos detríticos de las tres unidades litoestratigráficas pertenecen a su vez a un modelo de frente distal de abanicos aluviales húmedos.

Sintetizando todos los datos que he presentado hasta el momento, puede reconstruirse el funcionamiento del modelo sedimentario de este terciario continental, con la siguiente secuencia de eventos:

- 1) Las arcillas son la base de la secuencia sedimentaria y se depositaron por inundaciones de carácter catastrófico.
- 2) A consecuencia de las inundaciones se produce la excavación de los canales.
- 3) A continuación, e inmediatamente, se produce un rápido backfilling de la mayor parte de los paleo canales, como se deduce de las siguientes observaciones:
 - a) ausencia casi absoluta de lóbulos deposicionales al frente de los paleocanales, que indicarían un funcionamiento más o menos prolongado antes de su relleno.
 - b) en ocasiones el backfilling se ha producido en una sola etapa, o bien no ha dejado desarrollarse un encajamiento de canales, en ríos con tendencia a una configuración de tipo braided.
 - c) Las estructuras de escape de agua, que presentan las areniscas de los paleocanales, demuestran la existencia de un substrato arcilloso empapado en agua cuando se realizó el relleno.

- 4) En las llanuras arcillosas después de las inundaciones y en sus zonas más distales, cristalizarían los cristales de yeso por evaporación capilar.
- 5) Una vez producido el relleno de los paleocanales, las aguas del nivel freático cementan las arenas, en primer lugar con calcita y a continuación, en sentido distal, con yeso.
- 6) Las aguas del nivel freático se sumarían a las residuales de las inundaciones y a las de canales mas permanentes en los playa-lake, donde en los periodos más secos se irían depositando yesos.

La presencia de canales más importantes, en cuanto a dimensiones y permanencia, en el sector de Huete, puede interpretarse como una proximidad al eje de la cuenca, en el que existirían canales mas perennes dentro del sistema distribuidor. Estos canales cuya evolución longitudinal se desconoce, ya que se sale del marco geográfico de esta tesis doctoral, pueden haber construido lóbulos deposicionales importantes.

Las margas y calizas, lacustres y palustres, que colmataron la cuenca, indican un cambio en las condiciones de sedimentación producido probablemente por una mayor tranquilidad tectónica.

7.- BIBLIOGRAFIA

6.- BIBLIOGRAFIA

- ABRIL BAREA, J.; ABRIL HURTADO, J. y SANCHEZ JIMENEZ, A. (1967). Estudio geológico de la Sierra de Almenara (SW de la provincia de Cuenca). Bol. Inst. Geol. Min. de España, 103-104: 3-17.
- ADROVER, B.; MEIN, P. y MOISSENET, E. (1976). Mise en évidence du pliocène moyene continental dans le Nord du fosse de Teruel (Espagne: les gisements de Villalba Alta). Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, 14: 11-14.
- AGUIRRE, E. (1974). Correlación continental-marino en el Neógeno mediterráneo. Datos actuales y problemas. Estudios Geológicos, 30: 655-660.
- AGUIRRE, E. (1975). División estratigráfica del Neógeno Continental. Estudios Geológicos, 31: 587-595.
- AGUIRRE, E.; DIAZ, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976). Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española. Trabajos Neog.-Cuaternario (C.S.I.C., Madrid), 5: 7-29.
- ALBENIZ, M.A. y BREL, J.M. (1976). Un ejemplo de discordancias internas en la serie sintectónica de la Sierra de Altomira. Estudios Geológicos, 33: 131-139.
- ALIA MEDINA, M. y CAPOTE DEL VILLAR, R. (1971). Esquema geológico de la depresión tectónica del Tajo y su borde oriental. I. Congreso Hisp.-Luso-Amer., E 1, S1: 1-2.

- ALLEN, J.R.L. (1963). The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. Sedimentology, 2: 93-114.
- ALLEN, J.R.L. (1964). Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglowelsh Basin. Sedimentology, 3: 163-198.
- ALLEN, J.R.L. (1965-a). A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. Sedimentology, 5: 89-191.
- ALLEN, J.R.L. (1965-b). The sedimentation and paleogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales, York-Shire. Geol. Soc. Proc., 35: 139-185.
- ALLEN, J.R.L. (1968). Current ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion. North-Holland Publishing Company. Amsterdam, 1-422.
- ALLEN, J.R.L. (1970). Physical processes of sedimentation. An Introduction. G. Allen & Unwin, London, 1-248.
- ALLEN, J.R.L. y BANKS, N.L. (1972). An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross bedding. Sedimentology, 19: 257-283.
- ALONSO, J.J.; GARCIA VICENTE, J. y RIBA, O. (1961). Sedimentos finos del Centro de la Cubeta Terciaria del Tajo. II Reunión de Sedimentología. Inst. de Edafología, C.S.I.C. Sec. de Petrología Sedimentaria, 21-56. Sevilla.

- ALONSO, J.J.; GARCIA, J. y RIBA, O. (1964). Arcillas mioce-
nas de la cuenca del Tajo. Cursillos y Conferencias,
9: 277-286. C.S.I.C. Madrid.
- AZPEITIA, F. (1903). Restos de Mastodon en el Cerro de la
Plata, junto al ensanche de Madrid. Bol. R. Soc.
Española de Hist. Nat., 79-82. Madrid.
- BALGALLO, M. (1931). Yacimiento de vertebrados en Huerme-
ces del Cerro (Guadalajara). Bol. R. Soc. Española
de Hist. Nat., 31: 322-324. Madrid.
- BARTRINA BANSELL, A. y GEA JAVALON, F. (1954). Reconoci-
miento geológico del Puerto de Contreras (Cuenca-Va-
lencia). Not. y Com. Inst. Geol. Min. de España, 33:
89-121.
- BENAYAS, J.; PEREZ MATEOS, J. y RIBA, O. (1960). Asocia-
ciones de minerales detríticos en los sedimentos
de la cuenca del Tajo. Anal. de Edaf. y Agrob., 19:
635-670.
- BERTRAND, I.P. y JELISEJEFF, A. (1974). Formation d'evapo-
rites par des processus d'évaporation capillaire.
Rev. Geol. Dyn (2), 16: 161-170.
- BLISSENBACH, E. (1954). Geology of alluvial fans in
semiarid regions. Geol. Soc. Am. Bull., 65: 175-190.
- BLUCK, B.J. (1971). Sedimentation in the meandering River
Endrik. Scottish. J. Geol., 7: 93-138.

- BONIS, L. de (1970). Contribution a l'etude des Mammiferes de L'Aquitaniens de L'Agenais. Thèse Doct. Etat.Univ. Paris, 1-274.
- BULL, W.B. (1968). Alluvial fans. J. Geol. Educ., 16: 101-106.
- BULL, W.B. (1972). Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record, 68-88: In Bigby, J.K. and Hamblin, W.K., ed. 1972. Recognition of ancient sedimentary environments. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 16: 1-340.
- BUSTILLO REVUELTA, M.A. (1976). Texturas de las rocas silíceas inorgánicas en ambiente continental y significado genético. Estudios Geológicos, 21: 371-382.
- BUSTILLO, A. (1978). Attack fronts in the silicification process. Abstr. X Cong. Int. de Sedim., 1: 114-115. Jerusalem.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1968). Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo. Estudios Geológicos, 24: 91-95.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1970). Contribución al conocimiento de la región del NE de la Sierra de Altomira (Guadalajara). Estudios Geológicos, 26: 1-16.
- CARAMES, M., LOPEZ AGUAYO, F. y MARTIN VIVALDI, J.L. (1973). Nota sobre la mineralogía del sondeo de Tielmes en el Terciario de la cuenca del Tajo. Estudios Geológicos, 29: 307-313.

- CARRILLO, L. (1976). Modelos de sedimentación en la terraza baja de los ríos Jarama y Manzanares: Interpretación. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid, Inédito.
- CASIANO DEL PRADO, (1864). Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. Junta General de Estadística, 1-219.
- CASTELL, C. (1885). Descripción física, geológica, agrícola y forestal de la provincia de Guadalajara. Bol. Com. Map. Geol. de España, 8. Madrid.
- COLEMAN, J.M. (1969). Brahmaputra River; channel processes and sedimentation. Sed. Geology, 3: 129-239.
- COMA, J. y FELGUEROSO, L. (1962). Posible edad cretácica de los yesos basales de los bordes de la Sierra de Altomira (Bolarque, Almonacid de Zorita, Jabalera: provincias de Cuenca y Guadalajara). En Materiales salinos del suelo de España. Mem. Inst. Geol. y Min. de España, 64: 45-47. Madrid.
- CONCHA, S. de la (1962). Nuevos yacimientos fosilíferos del Oligoceno lacustre de la provincia de Guadalajara. Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, 67: 159-162.
- CORTAZAR, D. (1875). Descripción física, geológica y agrícola de la provincia de Cuenca. Mem. Inst. Geol. y Min. de España, 3: 1-406, Madrid.

COSTELLO, W.R. y WALKER, R.G. (1971). Pleistocene Sedimentology, Credit River, Southern Ontario: a new component of the braided river model. J. Sediment. Petrol., 42: 289-400.

CRUSAFONT, M. (1950). El sistema miocénico en la depresión española del Vallés-Panadés. 18 Cong. Geol. Int. Londres, 1948. 33-42.

CRUSAFONT, M. (1965). Observations sur un travail de M. Freudenthal y P.Y. Sondaar sur les nouveaux gisements d'Hipparion en Espagne. Konn. Neder. Akad. Wetensch., B-3: 121-126.

CRUSAFONT, M. y VILLALTA, J.F. (1954). Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la Meseta Castellana. Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat. T. homenaje a D. Eduardo Hernández-Pacheco, 215-227.

CRUSAFONT, M.; MELENDEZ, B. y TRUYOLS, J. (1960). El yacimiento de vertebrados de Huérmeces del Cerro (Guadalajara). Estudios Geológicos, 16: 243-254.

CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1960-a). El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica. Not. y Com. Inst. Geol. Min. de España, 60: 127-140.

CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1960-b). Sobre la caracterización del Vallesiense. Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, 60: 109-126.

- CRUSAFONT, M.; GINSBURG, L. y TRUYOLS, J. (1962). Mise en évidence du Sannoisien dans la haute vallée du Tage (Espagne). Comp. R. Seanc. Acad. Sc. Paris, 255: 2155-57.
- CRUSAFONT, M. y QUINTERO, I. (1970). Noticia preliminar acerca de un nuevo yacimiento de mamíferos fósiles de la provincia de Guadalajara. Act. Geol.Hispánica, 5: 102-104. Barcelona.
- CRUSAFONT, M. y QUINTERO, I. (1971). Empleo del escintilómetro para el descubrimiento de yacimientos de vertebrados. I. Congreso Hisp.-Luso-Amer., T.1, S.1: 141-155. Madrid-Lisboa.
- CRUSAFONT, M. y AGUIRRE, E. (1973). El Arenoso (Carrascosa del Campo, Cuenca): Primera fauna española de vertebrados del Estampiense superior. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 71: 21-28.
- CUTANDA PERALES, J. (1970). El Terciario continental de Villaseca de Henares. Cuadernos de Geol. Ibérica, 1: 77-115.
- DANTIN CERECEDA, J. (1916). Los lignitos del Neógeno continental de la Alcarria. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 16: 449-457. Madrid.
- DANTIN CERECEDA, J. (1917). Acerca de la edad sarmatiense de los lignitos de la Alcarria. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 17: 170-173.

- DIAZ MOLINA, M. (1974-a) Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carras-cosa del Campo (Cuenca). Estudios Geológicos, 30: 63-67.
- DIAZ MOLINA, M. (1974-b). Eggysodon osborni (Schlosser), primer hiracodóntido de España y su esqueleto locomotor. Estudios Geológicos, 30: 75-88.
- DIAZ MOLINA, M. (1978). Un ejemplo de discordancias internas en la serie sintectónica de la Sierra de Altomira. Un comentario. Estudios Geológicos, 33: 501-504.
- DOEGLAS, D.J. (1962). The structure of sedimentary deposits of braided rivers. Sedimentology, 1: 169-190.
- EUGSTER, H.P. y HARDIE, L.A. (1975). Sedimentation in an Ancient Playa-Lake Complex: The Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming. Geol. Soc. Am. Bull., 86: 319-334.
- FALBUSCH, V. (1976). Report on the International symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. Newsl. Strati., 5(27): 160-167. Berlin-Stuttgart.
- FELGUEROSO, C. y COMA, J. (1963). Estudio hidrogeológico de una zona de la provincia de Guadalajara. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, 71: 213-242.
- FERNANDEZ NAVARRO, L. (1904). Nota sobre el Terciario de los alrededores de Madrid. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 4: 271-287.

- FERNANDEZ NAVARRO, L. y CARANDELL, J. (1914). El borde de la meseta terciaria en Alcalá de Henares. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 14: 302-310.
- FISK, H.N. (1944). Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River. Mississippi River Commission, Vicksburg Miss., 78 pp.
- FISK, H.N. (1947). Fine grained alluvial deposits and their effects on Mississippi River activity. Mississippi River Commission, Vicksburg, Miss., 82 pp.
- FONTBOTE, J.M. y RIBA, O. (1956). Estudio geológico de los alrededores de la Mota del Cuervo. Not. y Com. Inst. Geol. Min. de España, 44: 35-71.
- FRANZEN, J.L. (1968). Revision der Gattung Palaeotherium (Perissodactyla, Mammalia). A. Ludwigs Universitat Freiburg These, 1-181.
- FRAZIER, D.E. y OSANIK, A. (1961). Point-bar deposits, Old River Locksite, Louisiana. Trans. Gulf. Coast. Assoc. Geol. Soc., 11: 121-137.
- FREYTE, T.P. (1973). Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Langedoc (Southern France). Sed. Geology, 10: 25-60.
- GARCIA ABBAD, F. (1975). Estudio geológico de la región del Pantano de Alarcón (Cuenca). Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.

- GARCIA PALACIOS, M.C. (1973). Estudio petrogenético del Terciario entre la Sierra de Altomira y la Sierra de Bascuñana (C. Ibérica). Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Inédito.
- GARCIA PALACIOS, M.C. (1974). Estudio petrogenético del Terciario entre la Sierra de Altomira y la Sierra de Bascuñana (C. Ibérica). Estudios Geológicos, 30: 109-144.
- GLENNIE, K.W. (1970). Desert sedimentary environments. Developments in Sedimentology, 14. Elsevier. 1-222.
- GLENNIE, K.W. (1972). Permian Rotliegendes of Northwest Europe. Interpreted in Light of Modern Desert Sedimentation Studies. Am. Ass. Petroleum Geol. Bull., 56 n° 6: 1048-1071.
- GOLPE, J.M. (1972). Suiformes del Terciario español y sus yacimientos. Publ. Inst. Prov. Pal. Sabadell, 1: 1-197.
- HARDIE, L.A. y EUGSTER, H.P. (1971). The depositional environment of marine evaporites: a case for shallow clastic accumulation. Sedimentology, 16: 187-220.
- HARMS, J.C. y FAHNESTOCK, R.K. (1965). Stratification, bed forms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). In Primary Sedimentary Structures and their Hidrodinamic Interpretation Spec. Publs. Soc. Econ. Paleont. Miner. Tulsa, 12: 84-115.

- HERNANDEZ FERNANDEZ, M.E. (1972). Estudio magnético del basamento de la región NE de la depresión tectónica del Tajo. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.) 70: 77-89. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1911). Itinerario geológico de Toledo a Urda. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 11: 376-380. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1914-a). El Mioceno superior de la Puebla de Almoradiel (Toledo). Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 14: 274-284. Madrid
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1914-b). Los vertebrados terrestres del Mioceno de la Península Ibérica. Mem. R. Soc. Española Hist. Nat., 9: 443-488. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1914-c). Régimen geográfico y climatológico de la meseta castellana durante el Mioceno. Rev. R. Acad. Ciencias. Ex. Fis. y Nat., 12: 86-96. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1915). Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. Com. Invest. Paleontol. y Prehist., 2.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1917). Hallazgo de tortugas gigantes en el Mioceno de Alcalá de Henares. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 17: 194-202.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1921-a). Nuevos yacimientos de vertebrados miocénicos y deducciones de orden paleofisiográfico. Asoc. Esp. Prog. Cienc. Congr. Oporto. 6: 159-181. Madrid.

HERNANDEZ PACHECO, E. (1921-b). La llanura manchega y sus mamíferos fósiles (yac. de la Puebla de Almoradier). Com. Invest. Paleontol. y Prehist., 28. Serie Paleont., 4: 1-42. Madrid.

HERNANDEZ PACHECO, E. (1929). Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la fosa del Tajo. Mem. R. Soc. Española Hist. Nat., 15: 183-202. Madrid.

HERNANDEZ PACHECO, E. (1943). Observaciones respecto al Paleógeno continental hispánico. Las Ciencias, 8: 545-555. Madrid.

HERNANDEZ PACHECO, E. y ROYO GOMEZ, J. (1916). Mineralogía, Geología y Prehistoria del Cerro de los Angeles (Madrid). Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 16: 533-539.

HERNANDEZ PACHECO, E. y ROYO GOMEZ, J. (1917). Acerca del yeso del Cerro de los Angeles. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 17: 572-574.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1933). Caracteres geográficos-geológicos sobre el Alto Tajo. Bol. R. Soc. Geogr. Nac. B-31: 1-32.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1943). Características geológicas del alto Tajo y regularización de su régimen fluvial. Invest. y Progr., 14: 129-140. Madrid.

HOLLIDAY, D.W. (1970). The Petrology of Secondary Gypsum Rocks: a Review. J. Sediment. Petrol., 40,2: 734-744.

- HOOKE, R. (1967). Processes on arid-region alluvial fans. J. Geol., 75: 438-460.
- HUGUENEY, M. (1969). Les rongeurs (Mammalia) de l'Oligocene superieur de Coderet-Bransat (Allier). Docum. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, 34: 1-227.
- HURZELER, J. (1936). Osteologie und Odontologie der Caenotheriden. Abh. der Schweizer. Palaeontologie Gesellsch., 8-9: 1-111.
- JACKSON, R.G. (1976-a). Depositional model of point-bars in the Lower Wabash River. J. Sediment. Petrol., 46: 579-594.
- JACKSON, R.G. (1976-b). Largescale ripples of the Lower Wabash River. Sedimentology, 23: 593-623.
- JOPLING, A.V. (1965). Hydraulic factors controlling the shape of laminae in Laboratory deltas. J. Sediment. Petrol., 35: 777-791.
- JORDANA, L. (1935). Breve reseña físico-geológica de la provincia de Guadalajara. Inst. Geol. Min. de España, 56 p. Madrid.
- KERR, S.D. y THOMSON, A. (1963). Origin of Nodular and Bedded Anhydrite in Permian Shelf Sediments, Texas and New Mexico. Am. Ass. Petroleum Geol. Bull., 47: 1726-1732.
- KINDELAN y DUANY, J.A. (1945). Hoja 608 (Huete) del mapa geológico de España a escala 1:50.000. Inst. Geol. Min. de España.

- KINDELAN Y DUNAY, J.A. y CANTOS FIGUEROLA, J. (1950). Hoja 633 (Palomares del Campo) del mapa geológico de España a escala 1:50.000. Inst. Geol. y Min. de España.
- KINSMAN, D.J.J. (1969). Modes of formation, sedimentary associations and diagnostic features of shallow water and supratidal evaporites. Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull., 53: 830-840.
- KLEIN, G.V. (1977). Sandstone depositional models for exploration for fossil fuels. Champaign. Continuing Education Publication Company, Inc., 1-110.
- LEEDER, M. (1973). Sedimentology and Paleogeography of the Upper Old Bad Sandstone in the Scottish Border Basin. Scottish J. Geol., 9: 117-144.
- LEOPOLD, L.B. y WOLMAN, M.G. (1957). River channel patterns: straight meandering and braided. U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, 282-b: 39-85.
- LEOPOLD, L.B. y WOLMAN, M.G. (1960). River meanders. Geol. Soc. Am. Bull., 71: 769-794.
- LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G. y MILLER, J.P. (1964). Fluvial Processes in Geomorphology. Freeman. San Francisco, London, 1-522.
- LOPEZ MARTINEZ, N. (1977). Revisión sistemática y bioestratigráfica de los lagomorpha (mammalia) del Neógeno y Cuaternario de España. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Inédito.

- LOWE, D. (1975). Water escape structures in coarse grained sediments. Sedimentology, 22: 157-204.
- MALLADA, L. (1907). Explicación del mapa geológico de España. 6: 254-257. Mem. Com. Map. Geol. de España.
- MARTIN ESCORZA, C. (1974). Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (Provincia de Toledo). Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 72: 141-160.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976-a). Actividad tectónica, durante el Mioceno, de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo. Estudios Geológicos, 32: 509-522.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976-b). Un ejemplo de la actividad tectónica durante el Mioceno del basamento fracturado de la Fosa del Tajo. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 74: 159-170.
- MARTIN ESCORZA, C. y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1972). Contribución al conocimiento de la geología del Terciario occidental de la Fosa del Tajo. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 70: 171-190.
- MARTIN ESCORZA, C.; CARBO GOROSABEL, A. y GONZALEZ UBANELL, A. (1973). Contribución al conocimiento geológico del Terciario aflorante el N de Toledo. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 71: 167-182.
- MARTIN, I.; BRELL, J.M. y GALAN, E. (1976). Mineralogía de los materiales del área de Alcalá de Henares (Depresión del Tajo). Estudios Geológicos, 32: 105-113.

- MASSON, P.H. (1955). An Occurrence of Gypsum in Southwest Texas. J. Sed. Petrology, 25: 72-79
- MCGOWEN, J.M. y GROAT, C.G. (1971). Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. Bureau of Economic Geology, 72: 1-57.
- MCGOWEN, J.H. y GARNER, L.E. (1975). Physiographic features and stratification types of coarse-grained point-bars. Modern and Ancient Examples. Bureau of Economic Geology Texas Geological Circular, 75-9: 1-27.
- MCKEE, E.D. y WEIR, G.W. (1953). Terminology for stratification and cross-stratification. Geol. Soc. Am. Bull., 64: 381-390.
- MEIN, P. (1975). Biozonation du Neogene Mediterranean a partir des Mammiferes. IUGS. RCMNS. Report on Activity of the RCMNS Working groups. 78-81. Bratislava.
- MELLENDEZ HEVIA, F. (1969). Estratigrafía y estructura del sector norte de la Sierra de Altomira (Bolarque-Buendía). Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 67: 145-160.
- MELLENDEZ HEVIA, F. (1971). Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas. Publ. Fac. Cienc. Universidad Complutense de Madrid, Serie A nº 153-154.

- MELENDEZ HEVIA, F. (1972). El Cretácico superior-Terciario inferior de la Serranía de Cuenca y la Sierra de Altomira. Ensayo de correlación. Act. Geol. Hispánica, 7,1: 12-14. Barcelona.
- MELENDEZ HEVIA, F. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1972). Nuevos datos sobre el Cretácico superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca. Bol. Inst. Geol. Min. de España, 83: 443-456. Madrid.
- MELENDEZ HEVIA, F.; VILLENA MORALES, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO GARCIA, J.M.; OLIVE DAVO, A.; ASSENS, J. y SANCHEZ SORIA, P. (1974). Síntesis del Cretácico de la zona sur de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. I. Simp. sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica. Cuenca.
- MIALL, A.D. (1977). A review of the braided-river depositional environment. Earth Science Review, 13: 1-62.
- MINGARRO MARTIN, F. (1966). Estudio hidrogeológico de la Sierra de Altomira (Cuenca). Bol. Inst. Geol. Min. España, 77: 143-222.
- MOODY-STUART, M. (1966). High-and low-sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spitsbergen. J. Sediment. Petrol., 36: 1102-1117.
- MULLEN, T.E. y FREEMAN, V.L. (1957). Litho facies of the Solt Wash Member of the Morrison Formation, Colorado Plateau. Geol. Soc. Am. Bull., 68: 505-526.

- MURRAY, R.C. (1964). The origin and diagenesis of Gypsum and Anhydrita. Jour. Sed. Petrology, 34: 512-523.
- NEAL, J.T. (1975). Playas and Dried Lakes. Benchmark Papers in Geology, 20. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc.
- NIJMAN, W. y NIO, S.D. (1975). The Eocene Montañana Delta. 1-36. In the sedimentary evolution of the Paleogene south Pyrenean basin. I.A.S. IXth International Congres. Nice.
- NODAL RAMOS, M.T. y AGUEDAD VILLAR, J.A. (1976). Características de la sedimentación cretácica-terciaria en el borde septentrional de la cuenca del Tajo. Estudios Geológicos, 32: 115-120.
- ORDOÑEZ, S.; LOPEZ AGUAYO, F. y GARCIA DEL CURA, M.A. (1977). Contribución al conocimiento de la mineralogía del yacimiento de sales de Villarrubia de Santiago (Toledo). Estudios Geológicos, 33: 167-173.
- ORE, T.H. (1963). Some criteria for recognition of braided stream deposits. Contributions to Geology, 30: 1-14.
- PEREZ GONZALEZ, A.; VILAS MINONDO, L.; BRELL PARLADE, J.M. y BERTOLIN PEREZ, M. (1971). Series continentales al E de la Sierra de Altomira. I Congreso Hisp.-Luso-Americano, 1-S 1: 357-376. Madrid-Lisboa.

- PEREZ MATEOS, J. (1955). Etude mineralogique comparée des formations sédimentaires du tertiaire continental du bassin du Tage et du Plateau de la Guadiane. Geol. Rund., 43: 357-363.
- PERTHUISOT, J.P. (1975-a). Une Sebkha sulfatée sodique en pays sédimentaire. La sebkha Oum el Krialate. Geol. Méditerranéenne, 3: 265-274.
- PERTHUISOT, J.P. (1975-b). De la signification du mot sebkha en géologie, exemples tunisiens. Ass. sénégal Et. Quatern. Afr. Bull. Liaison Sénégal, n°44-45.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1973). Miocene point-bar deposits in the Ebro Basin, Northesn Spain. Sedimentology, 20: 133-144.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1977). Significado de las estructuras de acreción lateral en sedimentos fluviales. Resumen de las comunicaciones científicas del VIII Congreso Nacional de Sedimentología. Oviedo-León.
- REINECK, H.E. y SINGH, T.B. (1973). Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag, Berlin, 1-439.
- RIBA, O. y RIOS, J.M. (1960-1962). Observations sur la structure du secteur Sudouest de la Chaîne Iberique. Livre a la memoire du Prof. Paul Fallot, 1: 275-290. Soc. Geol. de France, Paris.

- RIBA, O.; AREVALO, P. y DE LEIVA, A. (1969). Estudio sedimentológico de calizas páramo del Terciario de la cubeta del Tajo. Bol. Inst. Geol. Min. España, 80: 525-538. Madrid.
- RICHTER-BERNUNG, G. (1973). Facies and paleogeography of the Messinian evaporites in Sicily. In: Messinian Events in the Mediterranean (Ed. by W. Drooger), 142-149. North Holland Publishing Co, Amsterdam, the Netherlands.
- RICHTER, G. y TEICHMULLER, R. (1944). Paleogeografía e historia geológica del Sistema Ibérico (especial referencia a la zona Cuenca-Priego-Cifuentes). Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 42: 264-286. Madrid.
- RIOS, J.M.; GARRIDO, J. y ALMELA, A. (1944). Reconocimiento geológico de una parte de las provincias de Cuenca y Guadalajara. Primera parte (la región de Cuenca-Priego-Cifuentes). Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 42: 107-128. Madrid.
- ROYO Y GOMEZ, J. (1917). Datos para la geología de la submeseta del Tajo. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 17: 519-526 Madrid.
- ROYO Y GOMEZ, J. (1918-a). Excursión geológica por las provincias de Guadalajara y Cuenca. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 18: 133. Madrid.
- ROYO Y GOMEZ, J. (1918-b). Nuevos datos para la geología de la submeseta del Tajo. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 18: 255-258. Madrid.

- ROYO YGOMEZ, J. (1920). La Sierra de Altomira y sus relaciones con la submeseta del Tajo. Trab. Mus. Nac. Cienc. Naturales, 27: 7-37. Madrid.
- ROYO YGOMEZ, J. (1922). El Mioceno continental ibérico y su ^{fauna} fauna malacológica. Comis. Invest. Paleont. y Prehist., 30: 7-223. Madrid.
- ROYO YGOMEZ, J. (1926-a). Edad de las formaciones yesíferas del Terciario Ibérico. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 26: 259-279, Madrid.
- ROYO YGOMEZ, J. (1926-b). Tectónica del terciario continental ibérico. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 47: 129-168. Madrid.
- ROYO YGOMEZ, J. (1926-c). Sur la présence de marner^s et de gypse paléogènes dans le haut bassin du Tage. Extrait du C.R. somm. Soc. Geol. France, 8: 71-74.
- ROYO YGOMEZ, J. (1927). Geología y Paleontología del Terciario situado al N de Guadalajara. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 27: 120-136. Madrid.
- ROYO YGOMEZ, J. y MENENDEZ PUGET, L. (1928). El Terciario continental de la cuenca alta del Tajo. En "Datos para el estudio de la geología de la provincia de Madrid". Mem. Inst. Geol. Min. de España, 35: 2-89.
- RUST, B.R. (1971). Structure and process in a braided river. Sedimentology, 18: 221-245.

- RUST, B.R. (1975). Fabric and structure in glacio-fluvial gravels. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 23: 238-248.
- SAN MIGUEL ARRIBAS, A. y ORTI CABO, F. (1973). Procesos por firoblásticos en yesos. Inst. Inv. Geológicas. Univ. Barcelona, 28: 15-44.
- SANCHEZ SORIA, P. (1973). Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte). Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid. Inédito.
- SANCHEZ SORIA, P. (1974). Síntesis del Cretácico de la Sierra de Altomira. I. Simp. Cret. de la Cord. Ibérica Cuenca, 157-167.
- SANCHEZ SORIA, P. y PIGNATELLI GARCIA, R. (1967). Notas geológicas de la Sierra de Altomira (Cuenca-Guadalajara). Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 65: 231-240.
- SCHREIBER, C.; FRIEDMAN, G.M.; DECIMA, A. y SCHREIBER, E. (1976). Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin. Sedimentology, 23: 729-760.
- SCHUMM, S.A. (1960). The effect of sediment type on the shape and stratification of some modern fluvial deposits. Am. Jour. Sci., 258: 177-184.
- SCHUMM, S.A. (1968-a). Especulations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. Geol. Soc. Am. Bull., 79: 1573-1588.

- SCHUMM, S.A. (1968-b). River Adjustment to Altered Hydrologic Regimen-Murrumbidgee River and Paleochannels, Australia. U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, 598: 1-65.
- SCHUMM, S.A. (1977). The Fluvial System, 1-338. New York-London. Jhon Wiley & Sons.
- SELLEY, (1977). An Introduction to Sedimentology. Acade. Press. London, 1-408.
- SHARP, R.P. y NOBLES, L.H. (1953). Mudflow of 1941 at wright-wood, Southern California. Geol. Soc. Am. Bull., 64: 547-560.
- SHEARMAN, D.J. (1966). Origin of marine evaporites by diagenesis. Inst. Mining Met. Trans, 75: 208-215.
- SHEARMAN, D.J. (1971). Marin evaporites, the calcium sulphate facies. A.S.P.G. Seminar. Univ. of Calgary, 65 p.
- SHELTON, J.W. y NOBLE, R.L. (1974). Depositional Features of Braided-Meandering Stream. Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull., 58: 742-749.
- SHRODER, E. (1948). La zona limítrofe del Guadarrama y las cadenas Hespéricas. Publ. extr. sobre Geol. de Esp., 4: 235-294.
- SIMONS, D.B.; RICHARDSON, E.V. y NORDIN, C.F. (1964). Sediment structures generated by flow in alluvial channels. Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull., 48: 547.

- SMITH, N.D. (1971). Transverse bars and braiding in the Lower Platte River, Nebraska. Geol. Soc. Am. Bull., 82: 3407-3420.
- SMITH, N.D. (1972). Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river. J. Sediment. Petrol., 42: 624-634.
- SUNDBORG, A. (1956). The river klaralven: a study of fluvial processes. Geograf. Ann., 38: 125-316.
- THALER, L. (1965). Une echelle de zones biochronologiques pour les Mammiferes du Tertiaire d'Europe. C.R. somm. Soc. Geol. France, 4, 118.
- VAN COUVERING, J.A. (1972). Calibration of Hominoid Evolution. Publ. Wenner-Gren Foundation for Anthropological Research, New York, Bishop & Miller.
- VAN DER WEERD, A. (1976). Rodent faunas of the Mio-Pliocene continental sediments of the Teruel-Alfambra region, Spain. Utrecht Micropal. Bull. Sp. pub., 2: 1-185.
- VIALARD, P. (1969). Le Neocretace de la Chaîne Iberique Castillane au SW de la Serrania de Cuenca. C.R. Somm. Soc. Geol. France, 6: 211-212.
- VIALARD, P. (1973). Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Iberique sudoccidentale. These. Trav. Lab. Geol. Mediterranee. Univ. Paul Sabatier. Toulouse.

- VIALLARD, P. y GRAMBAST, L. (1968). Presence de Cretace superieur continental dans la Chaîne Iberique Castellane. C.R. Acad. Sc. Paris, 266: 1702-1704.
- VIALLARD, P. y GRAMBAST, L. (1970). Sur l'age post-stampien moyen du plissement majeur dans la Chaîne Iberique Castellane. C.R. somm. Soc. Geol. France, 1: 9-10.
- VILAS MINONDO, L. y PEREZ GONZALEZ, A. (1969). Estudio geológico de los alrededores del Pantano de Alarcón. M.O.P. Inédito, 58 p.
- VILAS MINONDO, L. y PEREZ GONZALEZ, A. (1971). Contribución al conocimiento de las series continentales de la mesa manchega (Cuenca). Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 69: 103-114.
- WILLIAMS, P.F. y RUST, B.R. (1969). The sedimentology of a braided river. J. Sediment. Petrol., 39: 649-679.
- WOLMAN, M.G. y LEOPOLD, L.B. (1957). River Flood Plains: Some Observation On Their Formation. U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, 282-c: 87-109.
- YALING, M.S. (1972). Mechanics of Sediment Transport. Pergamon Press. Oxford, 1-290.

8.- APENDICE

Foto 1.- Aspecto de la unidad detrítica superior al N de Vellisca.

Foto 2.- Unidad detrítica superior en el flanco E del anticlinal de Zafra de Záncara.

Foto 3.- Techo de la unidad detrítica superior al N de Huerte. Los resaltes corresponden a los paleocanales en la parte inferior del corte, y a los yesos en la parte superior. Los materiales blandos son arcillas y arcillas con cristales de yeso.

Foto 4.- Aspecto de la unidad terminal al S de Huerta de la Obispalía. Los resaltes son paleocanales. Los terrenos de labor están sobre arcillas masivas.

Foto 5.- Nivel 1 de la serie del Camino Agrícola. Se observa la geometría irregular de los cosets, en general de estratificación cruzada de pequeña escala. La erosión diferencial se debe a la disminución del tamaño de grano al techo de cada unidad deposicional.

Foto 6.- Nivel 3 de la serie del Camino Agrícola. Este set de granulometría grosera corresponde al crecimiento aguas arriba de una barra de gravas. Los cantos están inclinados en sentido contrario a la dirección de la corriente.

Foto 7.- Nivel 1 de la serie del Cerro Arenoso. La foto muestra la parte superior del paleocanal formada por la laminación paralela de baja energía alternando con delgados cosets de estratificación cruzada de pequeña escala.

IFoto 8.- Nivel 7 de la serie del Cerro Arenoso. En esta foto se recoge un pequeño afloramiento que fué destruido por las obras del acueducto para el trasvase Tajo-Segura. Corresponde al tramo "f", constituido por un set de 2,60 m de potencia, con granoselección lateral que se realiza en sentido perpendicular a la dirección de la cicatriz basal del set.

IFoto 9.- Nivel 1 de la serie de Villares del Saz 2 (tramo "b"). Set tabular de gran continuidad lateral, como puede apreciarse en la foto, y que llega a alcanzar 5 m de potencia.

Ffoto 10.- Nivel 1 de la serie de Villares del Saz 2 (tramo "d"). Las capas que se observan están formadas en su interior por laminación paralela de baja energía y estratificación cruzada de pequeña escala.

Ffoto 11.- Nivel 30 de la serie de Vellisca 2. Son cosets de estratificación cruzada de pequeña escala, con deformación hidroplástica y licuefacción.

Ffoto 12.- Detalle del interior de un coset del nivel 30 de la serie de Vellisca 2. Puede identificarse la deformación hidroplástica que afecta a la estratificación cruzada de pequeña escala.

Ffoto 13.- Tramo "a" del nivel 34 de la serie de Vellisca 2. Se trata de un coset de estratificación cruzada de pequeña escala con algo de licuefacción, que ha borrado parte de las estructuras sedimentarias primarias.

Foto 14.- Tramo "b" del nivel 34 de la serie de Vellisca.

Está afectado por los tres tipos de estructuras de escape de agua: deformación hidroplástica, licuefacción y fluidificación en canales.

Foto 15.- Unidad "a" del nivel 36 de la serie de Vellisca 2.

Se observan las dunas ascendentes de la base de la secuencia del point-bar.

Foto 16.- Unidad "b" del nivel 36 de la serie de Vellisca 2.

Cosets de estratificación cruzada de pequeña escala situados al techo de la secuencia del point-bar.

Foto 17.- Unidad "a" del techo de la secuencia del point-bar del nivel 16 de la serie de Fuente de la Lobera.

Son cosets de estratificación cruzada de pequeña escala separados por superficies de acreción lateral.

Foto 18.- Aspecto general del tramo "b" del nivel 12 de la se

rie de la Fuente de la Lobera. La escala de la fotografía está apoyada sobre el contacto entre un coset de estratificación cruzada de gran escala, y un coset de estratificación cruzada de pequeña escala de ripples ascendentes.

Foto 19.- Nivel 14 de la serie de la Fuente de la Lobera.

Foto 20.- Base del nivel 14 de la serie de la Fuente de la Lobera. Deformación hidroplástica en estratificación cruzada de gran escala.

- Foto 21.- Nivel 9 de la serie de Fuente Leona. "Bed-set" de estratificación cruzada de pequeña escala.
- Foto 22.- Nivel 11 de la serie de Fuente Leona. Set tabular con superficies de reactivación.
- Foto 23.- Tramo "b" del nivel 27 de la serie de Carrascosa del Campo. "Bed set" de estratificación cruzada de pequeña escala.
- Foto 24.- Nivel 65 de la serie de Carrascosa del Campo. Hacia la izquierda del afloramiento de areniscas se puede ver la acreción lateral del point-bar; y hacia la derecha la geometría convexa de las unidades deposicionales.
- Foto 25.- Nivel 13 de la serie de Zafra de Záncara 1. Estratificación cruzada de gran escala.
- Foto 26.- Set tabular del nivel 21 de la serie de Zafra de Záncara 1.
- Foto 27.- Nivel 23 de la serie de Zafra de Záncara 1. Unidad "a" deformada hidroplásticamente. Hacia el centro y derecha de la fotografía pueden verse también canales de fluidificación.
- Foto 28.- Unidades "a" y "b" del nivel 23 de la serie de Zafra de Záncara 1. La unidad "a" tiene deformación hidroplástica que se ha producido antes de la sedimentación de la unidad "b".

- Foto 29.- Nivel 33 de la serie de Zafra de Záncara 1. Son dos bed-sets de estratificación cruzada de pequeña escala, discordantes y con sentidos de acreción contrarios (aunque este aspecto no se ve en la fotografía).
- Foto 30.- Unidad "b" del nivel 33 de la serie de Zafra de Záncara 1. Bed-set de estratificación cruzada de pequeña escala, de geometría horizontal.
- Foto 31.- Detalle del interior de una de las capas o beds del bed-set de la unidad "b" del nivel 33 de la serie de Zafra de Záncara 1.
- Foto 32.- Nivel 32 de la serie de Zafra de Záncara 1. Barra transversa que al techo está erosionada por canales oblicuos.
- Foto 33.- Nivel 32 de la serie de Zafra de Záncara 2. Detalle sobre el modo de crecimiento de la barra transversa (unidad "b") y que está esquematizado en la figura 67.
- Foto 34.- Nivel 35 de la serie de Zafra de Záncara 2. Se observan las unidades "a", "b" y "c".
- Foto 35.- Detalle de la unidad "b" del nivel 35 de la serie de zafra de Záncara 2.
- Foto 36.- Barra longitudinal. Unidad "a" del corte 1 en el nivel 1 de la serie del Valle del Río Mayor nº 1. Observese la geometría convexa de su techo.

- Foto 37.- Set tabular. Unidad "c" del corte III del nivel 1 de la serie del Valle del Río Mayor 1. Se identifican claramente las superficies de reactivación.
- Foto 38.- Nivel 2 de la serie del Valle del Río Mayor 1. Se trata de un point-bar. En la base tiene estratificación cruzada de gran escala, hacia el techo bed-set de estratificación cruzada de pequeña escala.
- Foto 39.- Detalle de la unidad "a" del nivel 2 de la serie del Valle del Río Mayor 1. Estratificación cruzada de gran escala con deformación hidroplástica.
- Foto 40.- Techo del nivel 2 de la serie del Valle del Río Mayor 1. Bed-sets de estratificación cruzada de pequeña escala, discordantes unos sobre otros. Este point-bar tiene acreción lateral y vertical.
- Foto 41.- Nivel 8 de la serie del Valle del Río Mayor 1. Restos de "braid-bars" limitados al techo por superficies convexas.
- Foto 42.- Nivel 8 de la serie del Valle del Río Mayor 1. Se trata de un corte E-W que permite identificar las superficies de acreción lateral al techo de este paleocanal.
- Foto 43.- Unidad "f" del nivel 8 de la serie del Valle del Río Mayor 1. Levee con una típica sección triangular.

Foto 44.- Nivel 10 de la serie del Valle del Río Mayor 1.

En la fotografía, en primer plano, se ve la geometría convexa de los cosets de estratificación cruzada de pequeña escala de la unidad "c" del corte I.

Foto 45.- Nivel 10 de la serie del Valle del Río Mayor 1.

La escala se apoya sobre cosets de estratificación cruzada de pequeña escala (unidad "e" del corte II). Sobre ellos, a la derecha de la fotografía se apoya a su vez un potente coset de estratificación cruzada de gran escala, con deformación hidroplástica.

Foto 46.- Nivel 3 de la serie del Valle del Río Mayor 2.

Observese la acreción del point-bar hacia el borde izquierda de la fotografía. La escala está situada frente a bed-sets de estratificación cruzada de pequeña escala que se apoyan discordante y erosivamente unos sobre otros. Las cicatrices que existen entre los bed-sets pueden considerarse superficies de reactivación del point-bar.

Foto 47.- Nivel 1 de la serie de Huerta de la Obispalía.

Bed-set de estratificación cruzada de pequeña escala con geometría convexa.

Foto 48.- Detalle del interior de una capa o bed del bed-set representado en la foto anterior. Pueden verse ripples ascendentes en el interior de la capa.

Foto 49.- Canal de fluidificación en el nivel 7 de la serie de Huerta de la Obispalía.

Foto 50.- Deformación hidroplástica en estratificación cruza
da de gran escala. Nivel 7 de la serie de Huerta
de la Obispalía.

Foto 51.- Canal de fluidificación. La inyección de la arena
en suspensión parece haber provocado la deforma-
ción de los cosets, de estratificación cruzada de
pequeña escala, de su entorno. Los cosets llegan a
disponerse verticalmente.

Foto 52.- Yeso en empalizada (tipo "cesped"), sobre estrati-
ficación cruzada de pequeña escala con cemento de
yeso.

Foto 53.- En la parte superior de la foto puede verse yeso
macrocristalino de tipo "coliflor".

Foto 54.- Aspecto general de los nódulos **de** sílex, con tex-
tura "travertínica". cuando se **ha** erosionado el
yeso que los incluye.

Foto 55.- Tubos de sílex, verticales a subverticales entre
lazados, que forman la textura "travertínica".

Fotos 56 y 57.- Láminas delgadas obtenidas perpendicularmen-
te a los "tubos" de sílex de textura "travertíni-
ca", en ellas se observan restos de filamentos al
gales.

Foto 58.- Caliza micrítica con caráceas.

Foto 59.- Caliza micrítica con ostrácodos orientados.

Foto 60.- Caliza con laminaciones criptalgares y bird-eyes.

Foto 61.- Caliza con granos de cuarzo, intraclastos y oncolitos.

Foto 62.- a) a la izquierda molde externo, en caliza, del *Palaeotherium castrense* NOULET, a la derecha el molde interno obtenido a partir de aquel, b) Molde y contramolde del peribodáctilo de pequeña talla (*Palaeotherium?*).

Foto 63.- Situación del yacimiento de Alcazar del Rey.

Foto 64.- Situación del yacimiento de Carrascosa del Campo 1.

Foto 65.- Mudflow con fragmentos de huesos del yacimiento de Carrascosa del Campo 1.

Foto 66.- Yacimiento de Carrascosa del Campo 2.

Foto 67.- Coset de estratificación cruzada de gran escala con deformación hidroplástica. En su base aparecieron los restos fósiles del yacimiento de Huete 2.

Foto 68.- Situación del yacimiento de Loranca del Campo.